

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
МІСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА імені О. М. БЕКЕТОВА**

Ю. Л. Коваленко

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

*(для студентів I курсу денної та заочної форм навчання
за спеціальностями 101 – Екологія та
183 – Технології захисту навколишнього середовища)*

Харків – ХНУМГ ім. О. М. Бекетова – 2018

Коваленко Ю. Л. Метеорологія і кліматологія : конспект лекцій (для студентів 1 курсу денної та заочної форм навчання за спеціальностями 101 – Екологія та 183 – Технології захисту навколишнього середовища) / Ю. Л. Коваленко ; Харків. нац. ун-т міськ. госп-ва ім. О. М. Бекетова. – Харків : ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2018. – 65 с.

Автор
канд. техн. наук Ю. Л. Коваленко

Рецензент

В. Є. Бекетов, кандидат технічних наук, доцент кафедри інженерної екології міст (Харківський національний університет міського господарства імені О. М. Бекетова).

*Рекомендовано кафедрою інженерної екології міст,
протокол № 1 від 29. 08. 2017.*

© Ю. Л. Коваленко, 2018
© ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2018

ЗМІСТ

| | |
|---|----|
| ВСТУП | 4 |
| 1 СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ. ВОДА В АТМОСФЕРІ | 6 |
| 1.1 Основні терміни й визначення | 6 |
| 1.2 Характеристика складу атмосферного повітря | 7 |
| 1.3 Вертикальна будова атмосфери | 7 |
| 1.4 Фізичні властивості атмосферного повітря | 12 |
| 1.5 Спостереження на метеорологічних станціях | |
| Метеорологічні прилади | 16 |
| 1.6 Рух повітря в атмосфері | 24 |
| 1.7 Колообіг води в атмосфері. Хмари. Опади. Тумани | 26 |
| 2 РАДІАЦІЙНИЙ І ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ | |
| АТМОСФЕРИ І ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ | 33 |
| 2.1 Сонячна радіація | 33 |
| 2.2 Радіаційний баланс | 41 |
| 2.3 Водний баланс на Земній кулі | 42 |
| 2.4 Загальна циркуляція атмосфери | 42 |
| 2.5 Тепловий баланс земної поверхні | 44 |
| 2.6 Відмінності в тепловому режимі ґрунту і водоймищ | 47 |
| 3 ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ | 49 |
| 3.1 Визначення клімату, кліматичної системи., фактори формування клімату | 49 |
| 3.2 Клімат України | 52 |
| 3.3 Зміни і коливання клімату. Роль антропогенних факторів у зміні клімату | 55 |
| 3.4 Екологічна характеристика кліматичних ресурсів | 62 |
| СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ | 63 |

ВСТУП

Метою викладання навчальної дисципліни «Метеорологія і кліматологія» є формування базових знань про одну з основних фізичних оболонок Землі та її взаємодію з іншими складниками земної біосфери Землі.

Основними завданнями вивчення дисципліни «Метеорологія і кліматологія» є формування у бакалаврів системи знань та вмінь про:

- фізичні процеси, які відбуваються в атмосфері Землі, та їхній вплив на інші оболонки Землі та біосферу загалом;
- основні методи аналізу та прогнозу метеорологічних величин та явищ;
- характеристики сучасного клімату Землі та України, складники кліматичної системи та їхні взаємозв'язки;
- процеси, які формують клімат Землі та його динаміку.

Згідно з вимогами освітньо-професійної програми студенти повинні:

знати :

- склад і будову атмосфери, фізичні властивості її окремих шарів, вплив парникових газів на тепловий стан атмосферного повітря;
- фізичні характеристики, за допомогою яких визначається стан атмосфери;
- природу утворення та руйнування озону в атмосфері, особливості впливу приземного озону на біосферу;
- термодинамічні процеси, що відбуваються в сухій та вологій атмосфері, та їхній вплив на накопичення та розсіювання домішок;
- сили, що діють в атмосфері;
- основні типи повітряних течій у вільній атмосфері;
- виникнення граничного шару атмосфери та основні закономірності формування його динаміки;
- основні підходи до опису фізичних процесів у турбулентному середовищі, зокрема до процесів переносу і розсіювання домішок у турбулентній атмосфері;

- баричні системи в атмосфері, основні закони їхнього формування та розвитку;
- вплив синоптичних умов на накопичення та розсіювання домішок у турбулентній атмосфері;
- закони випромінювання й основні характеристики сонячного випромінювання як основного джерела енергії для Землі, особливості впливу атмосфери на сонячну радіацію та її перетворення в атмосфері;
- поняття радіаційного балансу підстильної поверхні, атмосфери та системи «земля – атмосфера»;
- водний режим атмосфери: випаровування, конденсація водяної пари в атмосфері, формування туманів, хмар та опадів;
- астрономічні та геофізичні чинники формування кліматичної системи;
- складники кліматичної системи та їхні взаємозв'язки;
- чинники, які впливають на зміну клімату;

уміти:

- аналізувати розподіл основних метеорологічних величин у просторі та часі;
- проводити вимірювання основних метеорологічних величин;
- визначати характеристики вологості;
- визначати типи температурної стратифікації атмосфери для виявлення умов розсіювання або накопичення забруднювальних речовин у приземному і граничному шарах атмосфери;
- аналізувати складники радіаційного і теплового балансу атмосфери та підстильної поверхні;
- визначати умови утворення туманів, розвинення хмар вертикального розвитку і формування опадів;
- розраховувати та аналізувати складники водного балансу;
- визначати складники радіаційного балансу та проводити їхній аналіз;
- визначати кліматичні показники та використовувати отриману інформацію на практиці;

мати компетентності:

- використовувати параметри граничного шару в задачах із оцінки стану забрудненої атмосфери та в проблемі захисту повітряного басейну від антропогенного забруднення;
- визначати синоптичні умови для певного регіону за допомогою кількісного та якісного аналізу синоптичних карт і полів метеорологічних величин.

1 СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ. ВОДА В АТМОСФЕРІ

1.1 Основні терміни й визначення

Метеорологія – науково-прикладна галузь знань про будову, властивості атмосфери і фізико-хімічні процеси, які в ній відбуваються.

У багатьох країнах метеорологію називають фізикою атмосфери.

Кліматологія – наука, розділ метеорології, що вивчає **клімат** – сукупність погодних характеристик за багаторічний період, властивих для певного місця або Земної кулі в загалом. Кліматологія розглядає закономірності кліматоутворення, їх розподіл по території Землі.

Кліматичні характеристики виводяться зі спостережень за метеорологічними параметрами, найважливіші з них:

- атмосферний тиск;
- швидкість і напрям вітру;
- температура і вологість повітря;
- хмарність та атмосферні опади;
- тривалість сонячної радіації;
- тривалість безморозного періоду;
- дальність видимості;
- температура верхніх шарів ґрунту і води у водоймах;
- випаровування води із земної поверхні;
- висота і стан снігового покриву;
- різні атмосферні явища;
- сумарна сонячна радіація;
- радіаційний баланс.

1.2 Характеристика складу атмосферного повітря

Атмосфера складається із суміші газів, яку називають повітрям, у ній знаходяться в підвішеному стані рідкі та тверді частинки. Загальна маса останніх незначна порівняно з усією масою атмосфери.

Атмосферне повітря біля земної поверхні, як правило, є вологим. Це означає, що до його складу, разом з іншими газами, входить водяна пара, тобто вода в газоподібному стані.

Повітря без водяної пари називають сухим повітрям. Біля земної поверхні сухе повітря складається з азоту (78 % за обсягом або 76 % за масою) і кисню (21 % за обсягом або 23 % за масою). Обидва ці гази входять до складу повітря біля земної поверхні у вигляді двохатомних молекул (N_2 і O_2).

Аргон (Ar) становить майже 1 %. Лише 0,03 % залишається вуглекислого газу (CO_2). Численні інші гази входять до складу повітря в тисячних, мільйонних і ще менших частках відсотка. Це криптон, ксенон, неон, гелій, водень, озон, йод, радон, метан, аміак, перекис водню, закис азоту та інші.

Усі перераховані вище гази завжди зберігають газоподібний стан за наявних в атмосфері температур і тисків не тільки біля земної поверхні, але й у високих шарах.

Процентний склад сухого повітря над землею поверхнею постійний і практично однаковий усюди. Істотно змінюватися може тільки вміст вуглекислого газу. Внаслідок процесів дихання і горіння його об'ємний вміст у повітрі закритих, погано вентильованих приміщень, а також промислових центрів може зростати в кілька разів – до 0,1–0,2 %. Зовсім незначно змінюється процентний вміст азоту і кисню.

1.3 Вертикальна будова атмосфери

Атмосферу умовно розділяють на концентричні сфери, що відрізняються одна від одної за своїми характеристиками. Розглянемо будову атмосфери, залежну від розподілу температури за висотою.

Тропосфера. Нижній шар атмосфери, в якому температура в середньому знижується з висотою, називається тропосферою. У тропіках цей шар простягається від земної поверхні до висоти 15–17 км, у помірних широтах обох півкуль – до висоти 10–12 км і над полюсами – до 8–9 км. Вислів «у середньому» має істотне значення, оскільки спадання температури з висотою в тропосфері характерну саме для середніх умов: середньомісячних, середньосезонних. У кожен даний період часу спадання температури в усьому шарі може перериватися окремими шарами, де температура може залишатися незмінною (ізотермія) або навіть зростати з висотою (*інверсія*).

У тропосфері середньорічна температура в екваторіальних широтах знижується з висотою від +26 °С біля земної поверхні до –80 °С на вершині тропосфери, в помірних широтах від +3 °С до –54–58 °С (50 градусів пн. ш.) і над Північним полюсом від –23 °С до –60 °С взимку і –48 °С влітку. У середньому величина падіння температури з висотою дорівнює 0,60 °С/100 м, хоча ця величина варіюється в широких межах. У тропосфері зосереджено 4/5 всієї маси атмосферного повітря, в ній міститься майже вся водяна пара атмосфери і виникають майже всі хмари. У тропосфері часто розвиваються сильні вертикальні рухи й перемішування, сильна нестійкість. Вона відчуває безпосередній вплив підстильної поверхні: різне нагрівання суші й моря, засніжених і вільних від снігу просторів, теплі й холодні морські течії створюють температурні відмінності і в повітрі. В наслідок взаємодії з поверхнею землі у тропосфері виникають течії теплого і холодного повітря.

Висота, до якої простягається тропосфера, над кожним місцем Землі змінюється день у день, коливаючись близько середніх величин, зазначених вище. Тиск повітря на верхній межі тропосфери в 3–10 разів менший, ніж біля земної поверхні.

Найнижчий тонкий шар тропосфери (50–100 м), що безпосередньо примикає до земної поверхні, носить назву приземного шару. Внаслідок

близькості до земної поверхні він найбільшою мірою відчуває її вплив. У цьому шарі особливо різко виражені зміни температури протягом доби: температура особливо сильно падає з висотою вдень і часто зростає з висотою вночі. Тут також найсильніше зростає з висотою швидкість вітру.

Шар від земної поверхні до висот 1 000–1 500 м називають планетарним прикордонним шаром, або шаром тертя. У цьому шарі помітно ослаблена швидкість вітру порівняно з розташованими вище шарами і ослаблена тим більше, чим ближче до земної поверхні.

Стратосфера. Вище тропопаузи і до висоти 50–55 км лежить стратосфера, яка характеризується тим, що температура в ній у середньому зростає з висотою. У нижніх шарах стратосфери (від тропопаузи і до 25 км) температура постійна або дуже повільно зростає з висотою (взимку в полярних широтах вона навіть може слабо падати), але, починаючи з 34–36 км, відбувається досить швидке зростання температури з висотою, яке триває до 50 км, де розташована верхня межа стратосфери – стратопауза. Тут стратосфера майже така ж тепла, як повітря біля поверхні Землі, в середньому 270 К. Зростання температури з висотою призводить до великої стійкості стратосфери: тут немає неупорядкованих (конвективних) вертикальних рухів та активного перемішування, властивого тропосфері. Однак дуже невеликі за величиною вертикальні рухи типу повільного осідання або підйому іноді охоплюють шари стратосфери, що займають величезні простори.

Водяної пари у стратосфері мізерно мало. Однак на висотах 22–24 км у високих широтах іноді спостерігаються дуже тонкі, так звані перламутрові хмари. У день їх не видно, а вночі вони здаються світлими, тому що освітлюються сонцем, яке видно під обрієм. Хмари складаються з переохолоджених крапель. Склад повітря стратосфери відрізняється від тропосферного тільки домішкою озону. З озоном пов'язане зростання температури у стратосфері, оскільки саме озон поглинає сонячну радіацію. З цієї точки зору, стратосфера може бути названа озоносферою.

Мезосфера. Над стратосферою лежить шар мезосфери, який простягається від стратопаузи до висоти приблизно 80–82 км. У мезосфері температура знову знижується з висотою, іноді до -110°C в її верхній частині. Внаслідок швидкого падіння температури з висотою в мезосфері сильно розвинена турбулентність.

У верхній частині мезосфери утворюються так звані сріблясті хмари, очевидно, що вони складаються з кристалів, форма яких свідчить про існування в мезосфері хвиль і вихорів. Верхньою межею мезосфери є перехідний шар – мезопауза, що лежить на висоті близько 82 км. На мезопаузі тиск повітря приблизно в 1 000 разів менший, ніж біля земної поверхні.

Таким чином, у тропосфері, стратосфері та мезосфері разом узятих до висоти 80 км міститься більш ніж 99,5 % всієї маси атмосфери. На шари, що розташовані вище, припадає лише 0,5 % від маси атмосфери.

Термосфера. Верхня частина атмосфери, яка простягається над мезосферою, називається термосферою. У термосфері температура дуже різко зростає з висотою. У роки активного сонця вона перевищує $1\,500^{\circ}\text{C}$ на висоті 200–250 км. На великих висотах подальше зростання температури з висотою вже не спостерігається. Лише в областях яскравих полярних сяїв температура ненадовго підвищується до $3\,000^{\circ}\text{C}$.

Високі температури термосфери означають, що молекули й атоми атмосферних газів рухаються в цьому шарі з дуже великими швидкостями. Однак щільність повітря в термосфері так мала, що теплоємність газів мізерна. Тому будь-яке тіло, що знаходиться тут (наприклад, супутник у космосі), не нагріватиметься шляхом теплообміну з повітрям.

Температурний режим супутника буде залежати від безпосереднього поглинання ним сонячної радіації та віддачі його власного випромінювання в навколишній простір.

До висоти 100 км повітря атмосфери добре перемішане і його склад усюди однаковий. Цю сферу іноді називають також турбосферою. Вище 100 км склад повітря помітно змінюється: з'являється атомарний кисень,

зникають діоксид вуглецю й аргон, повітря сильно іонізоване, тому ця частина термосфери від мезопаузи до висоти 800–1000 км називається іоносферою. Вміст іонів тут у багато разів більший, ніж у нижніх шарах, незважаючи на сильну загальну розрідженість повітря.

Екзосфера. Атмосферні шари вище 800–1000 км виділяють назвою екзосфери (зовнішньої атмосфери). Швидкості руху частинок газів, особливо легких, тут дуже великі, а внаслідок надзвичайної розрідженості повітря на цих висотах частки можуть облітати землю по еліптичних орбітах. Причому окремі частинки можуть набувати швидкості, що дорівнює другій космічній швидкості (для незаряджених частинок – близько 11 000 м/с).

Такі особливо швидкі частинки залишають атмосферу і відлітають у світовий простір, рухаючись за параболічними траєкторіями. Тому екзосферу називають також сферою вислизання газів. Як ми вже знаємо, вислизанню піддаються переважно атоми водню і гелію, які є панівними газами в найвищих шарах атмосфери.

Магнітосфера. Раніше передбачалося, що екзосфера і з нею вся земна атмосфера закінчуються на висотах близько 2 000 – 3 000 км. Спостереження за допомогою ракет і супутників показали, що водень, що вислизає з екзосфери, утворює навколо Землі так звану земну корону, що простягається більш ніж на 20 000 км. Звичайно, щільність газу в земній короні мізерно мала. На кожен кубічний сантиметр припадає в середньому близько тисячі частинок. Але в міжпланетному просторі концентрація частин (переважно протонів і електронів) у десятки разів менша. Оскільки на рух заряджених частинок тут впливає магнітне поле Землі, цю область називають також магнітосферою.

Радіаційний пояс. За допомогою супутників і геофізичних ракет встановлено існування у верхній частині атмосфери і навколоземному космічному просторі радіаційного поясу Землі, що починається на висоті кількох сотень кілометрів і тягнеться на десятки тисяч кілометрів від

земної поверхні. Пояс складається з електрично заряджених частинок: протонів і електронів, що рухаються з дуже великими швидкостями (близько 400 км/с), і захоплених магнітним полем Землі. Їхня енергія сягає сотень тисяч електрон-вольт. Радіаційний пояс постійно втрачає частки із земної атмосфери і поповнюється потоками сонячної корпускулярної радіації (сонячний вітер).

1.4 Фізичні властивості атмосферного повітря

Температура повітря – найважливіша з характеристик теплового стану повітря. Температуру вимірюють за шкалою Цельсія, Фahrenгейта, Кельвіна.

Шкала Цельсія.

У техніці, медицині, метеорології та в побуті як систему вимірювання температури часто використовують шкалу Цельсія.

Нині в системі СІ термодинамічну шкалу Цельсія визначають через шкалу Кельвіна: $t (^{\circ}\text{C}) = T (\text{K}) - 273,15$. Ціна одного поділу за шкалою Цельсія дорівнює ціні поділу за шкалою Кельвіна. За шкалою Цельсія точка замерзання води при тиску в 1 атм дуже близька до 0°C . Точка кипіння води була обрана Цельсієм як друга крапка репера зі значенням, що дорівнює 100°C . За сучасними оцінками, температура кипіння води при нормальному атмосферному тиску за шкалою Цельсія становить близько $99,975^{\circ}\text{C}$. Шкала Цельсія дуже зручна з практичної точки зору, оскільки вода дуже поширена на нашій планеті.

Абсолютна температура. Шкала температур Кельвіна

Поняття абсолютної температури було введено У. Томсоном (Кельвіном), тому шкалу абсолютної температури називають шкалою Кельвіна або термодинамічною температурною шкалою. Одиниця абсолютної температури – кельвін (K).

Абсолютна шкала температури називається так тому, що міра основного стану нижньої межі температури – абсолютний нуль, тобто найнижча можлива температура, за якої в принципі неможливо вилучити з речовини теплову енергію.

Абсолютний нуль визначений як 0 K , дорівнює $-273,15^{\circ}\text{C}$.

Шкала Фаренгейта.

У Великобританії, в США використовується шкала Фаренгейта. Нуль градусів Цельсія – це 32 градуси Фаренгейта, а 100 градусів Цельсія – 212 градуса Фаренгейта.

Нині прийнято таке визначення шкали Фаренгейта: це температурна шкала, 1 градус якої (1 °F) дорівнює 1/180 різниці температур кипіння води і танення льоду при атмосферному тиску, а точка танення льоду має температуру +32 °F. Температура за шкалою Фаренгейта пов'язана з температурою за шкалою Цельсія (t °C) співвідношеннями t °C = 5/9 (t °F – 32), t °F = 9/5 t °C + 32.

Атмосферний тиск із висотою знижується.

За умов, відповідних середньому тиску на рівні моря і багаторічній середньорічній температурі атмосферного повітря на рівні моря, що дорівнює 15 °C, розподіл тиску з висотою визначають за міжнародною барометричною формулою:

$$P_H = 101,3 \cdot \left(1 - \frac{6,5 \cdot H}{288}\right)^{5,255},$$

де P_H – тиск, Па;

H – висота над рівнем моря, км.

Співвідношення одиниць виміру тиску наведено у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1 – Співвідношення одиниць виміру тиску

| Одиниця виміру тиску | Паскаль (Па, Pa, Н/м ²) | Бар (бар, bar) | Технічна атмосфера (ат, at) | Фізична атмосфера (атм, atm) | Міліметр ртутного стовпчика (мм рт. ст., mm Hg) | Метр водяного стовпчика (м вод. ст., m H ₂ O) | Фунт на кв. Дюйм (psi) |
|----------------------|-------------------------------------|---------------------------|-----------------------------|------------------------------|---|--|-------------------------|
| Па | 1 | 10 ⁻⁵ | 10,197·10 ⁻⁶ | 9,869 2·10 ⁻⁶ | 7,500 6·10 ⁻³ | 1,019 7·10 ⁻⁴ | 145,04·10 ⁻⁶ |
| бар | 10 ⁵ | 1 | 1,019 7 | 0,986 92 | 750,06 | 10,197 | 14,504 |
| ат | 98 066,5 | 0,980 665 | 1 | 0,967 84 | 735,56 | 10 | 14,223 |
| атм | 101 325 | 1,013 25 | 1,033 | 1 | 760 | 10,33 | 14,696 |
| мм рт. ст. | 133,322 | 1,333 2·10 ⁻³ | 1,359 5·10 ⁻³ | 1,315 8·10 ⁻³ | 1 | 13,595·10 ⁻³ | 19,337·10 ⁻³ |
| м вод. ст. | 9 806,65 | 9,806 65·10 ⁻² | 0,1 | 0,096 784 | 73,556 | 1 | 1,422 3 |
| psi | 6 894,76 | 68,948·10 ⁻³ | 70,307·10 ⁻³ | 68,046·10 ⁻³ | 51,715 | 0,703 07 | 1 |

Вологість повітря – це величина, що характеризує вміст водяної пари в атмосфері Землі – одна з найбільш істотних характеристик погоди і клімату.

Вологість повітря в земній атмосфері коливається в широких межах. Так, у земної поверхні вміст водяної пари в повітрі становить у середньому від 0,2 % за обсягом у високих широтах до 2,5 % у тропіках.

Водяна пара, як будь-який газ, має пружність (тиск). Пружність водяної пари (e) завжди менша ніж пружність її насичення (E). Чим більша різниця між E та e , тим сухіше повітря та інтенсивніше випаровування.

Абсолютна вологість (a) – маса водяної пари, яка знаходиться в одиниці об'єму повітря, кг/м³:

$$a = 2,17 \cdot 10^{-3} e/T,$$

де e – пружність водяної пари, Па,

T – температура повітря, К.

Питома вологість (q) – маса водяної пари в одиниці маси вологого повітря, г/кг:

$$q = 622 e/P,$$

де P – тиск повітря, Па;

e – пружність водяної пари, Па.

Дефіцит вологості (d), гПа – це різниця між пружністю насичення (E) за визначеної температури та пружністю водяної пари (e), яка знаходиться в повітрі:

$$d = E - e$$

Відносна вологість (r), % – відношення маси водяної пари в повітрі до маси водяної пари, необхідної для досягнення повітрям стану насичення за умов заданої температури:

$$r = e/E \cdot 100$$

Вона також визначається як відношення парціального тиску водяної пари в газі до рівноважного тиску насиченої пари.

Максимальна абсолютна вологість повітря залежить від температури. Чим вища температура повітря, тим більше водяної пари воно може вміщати.

Значення максимальної абсолютної вологості повітря в залежності від його температури наведено в таблиці 1.2.

Таблиця 1.2 – Значення максимальної абсолютної вологості повітря

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------|------|-----|-----|-----|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Температура повітря t , °C | –30 | –20 | –10 | 0 | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 | 100 |
| Максимальна абсолютна вологість f_{max} , (г/м ³) | 0,29 | 0,81 | 2,1 | 4,8 | 9,4 | 17,3 | 30,4 | 51,1 | 83,0 | 130 | 198 | 293 | 423 | 598 |

Відносну вологість зазвичай виражають у відсотках.

Відносна вологість дуже висока в екваторіальній зоні (середньорічна до 85 % і вище), а також у полярних широтах і взимку всередині материків середніх широт. Улітку високою відносною вологістю характеризуються мусонні райони. Низькі значення відносної вологості спостерігаються в субтропічних і тропічних пустелях і взимку в мусонних районах (до 50 % і нижче).

З висотою вологість швидко зменшується. На висоті 1,5–2 км пружність пари в середньому вдвічі менша, ніж біля земної поверхні. У тропосфері міститься 99 % водяної пари атмосфери. В середньому над кожним квадратним метром земної поверхні в повітрі міститься 28,5 кг водяної пари.

Щільність повітря з висотою зменшується.

Щільність повітря безпосередньо не вимірюють. Вологість сухого повітря можна вирахувати за допомогою рівняння стану ідеального газу (рівняння Клапейрона):

$$P_v = RT,$$

де $R = 8\,314 / m$, Дж/кг К – газова стала конкретного газу;

8 314 Дж/кмоль К – універсальна газова стала – газова стала, яку віднесено до 1 кмоль газу, для повітря $m = 29$ кг/кмоль,

P , Н/м – тиск;

v , м³/кг – питомий обсяг;

T , К – температура.

Запишемо тепер *рівняння для визначення щільності вологого повітря з температурою T , тиском P і пружністю (тиском) водяної пари e* . Можна

охарактеризувати вологе повітря як суміш сухого повітря і водяної пари. Із загального тиску повітря P на частку сухого повітря доводиться тиск $P - e$. Отже, для цієї частини суміші, для сухого повітря, рівняння стану має такий вигляд:

$$\rho_d = \frac{P - e}{R_d \cdot T}$$

Для водяної пари, що знаходиться в суміші, рівняння стану має вигляд:

$$\rho_w = \frac{0,623 \cdot e}{R_d \cdot T},$$

де множник 0,623 є відношенням щільності водяної пари і сухого повітря.

Оскільки загальна щільність вологого повітря ρ' дорівнює сумі щільності сухого повітря і водяної пари $\rho_d + \rho_w$, то рівняння стану для вологого повітря остаточно отримає вигляд:

$$\rho = \frac{P}{R_d \cdot T} \cdot \left(1 - \frac{0,377 \cdot e}{P}\right)$$

Це і буде формула для розрахунку щільності вологого повітря. Не забудемо, що R_d – газова постійна для сухого повітря.

1.5 Спостереження на метеорологічних станціях.

Метеорологічні прилади

Спостереження на метеорологічних станціях загалом мають характер вимірювань і ведуться за допомогою спеціальних вимірювальних приладів; лише деякі метеорологічні елементи кількісно оцінюють без приладів (ступінь хмарності, визначення характеру хмар і опадів, тощо).

Метеорологічні прилади встановлюють на майданчику станції просто неба. Тільки прилади для вимірювання атмосферного тиску встановлюють в закритому приміщенні станції, оскільки різниця між тиском повітря просто неба і всередині приміщення мізерно мала.

Прилади для визначення температури і вологості повітря захищають від дії сонячної радіації, від опадів і поривів вітру, і для цього їх поміщають у будках особливої конструкції. Відліки за приладами роблять

спостерігач у встановлені терміни спостережень. На станціях встановлюють також самописні прилади, що дають безперервну автоматичну реєстрацію найважливіших метеорологічних елементів.

Принципи дії більшості метеорологічних приладів були запропоновані ще в XVII–XIX століттях. Нині в метеорологічному приладобудуванні відбувається швидкий прогрес. Створюють нові конструкції приладів із використанням можливостей сучасних технологій, радіозв'язку та радіолокації. Набувають поширення автоматичні станції, які ведуть спостереження і передають їхні результати без втручання людини.

Метеорологічні прилади призначені як для безпосередніх термінових вимірювань (термометр чи барометр для вимірювання температури або тиску), так і для безперервної реєстрації тих же елементів у часі, як правило, у вигляді графіка або кривої (термограф, барограф). Нижче подано характеристику тільки приладів для термінових вимірювань, але майже всі вони існують також у вигляді самописців.

Термометри використовують для вимірювання температури атмосферного повітря.

Рідинні скляні термометри. У метеорологічних термометрах найчастіше використовується здатність рідини, що знаходиться у скляній колбі, до розширення і стиснення. Зазвичай скляна капілярна трубка закінчується кулястим розширенням, яке служить резервуаром для рідини. Чутливість такого термометра знаходиться у зворотній залежності від площі поперечного перетину капіляра і в прямій – від об'єму резервуара і від різниці коефіцієнтів розширення даної рідини і скла. Тому чутливі метеорологічні термометри мають великі резервуари і тонкі трубки, а рідини, що використовуються в них, зі збільшенням температури розширюються значно швидше, ніж скло. Вибір рідини для термометра залежить від діапазону температур, що вимірюються. Ртуть використовують для вимірювання температур вище за -39°C , тобто точки її замерзання.

Для більш низьких температур застосовуються рідкі органічні сполуки,

наприклад етиловий спирт. Точність перевіреного стандартного метеорологічного скляного термометра = $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$. Головна причина похибки ртутного термометра пов'язана з поступовими змінами пружних властивостей скла. Вони призводять до зменшення об'єму скла і підвищення точки відліку. Крім того, помилки можуть виникати внаслідок неправильного прочитання свідчення або через розміщення термометра в місці, де температура не відповідає істинній температурі повітря в околицях метеостанції. Похибка спиртових і ртутних термометрів схожі. Додаткові помилки можуть виникати через сили зчеплення між спиртом і скляними стінками трубки, тому під час швидкого зниження температури частина рідини затримується на стінках. Крім того, спирт на світлі зменшує свій об'єм.

Мінімальний термометр призначений для визначення найнижчої температури за певну добу. Для цих цілей використовують скляний спиртовий термометр. У спирт занурюють скляний штифт-показчик із потовщеннями на кінцях. Термометр працює в горизонтальному положенні. Під час зниження температури стовпчик спирту відступає, захоплюючи штифт, а з підвищенням температури спирт його обтікає, не зсуваючи з місця, і тому штифт фіксує мінімальну температуру.

Максимальний термометр використовують для визначення найвищої температури за дану добу. Як правило, це скляний ртутний термометр, схожий на медичний. У скляній трубці поблизу резервуара є звуження. Ртуть видавлюється через це звуження під час підвищення температури, а під час зниження – звуження перешкоджає її відтоку до резервуару.

Біметалічний термометр складається з двох тонких смужок металу, наприклад, мідної і залізної, які під час нагрівання розширюються неоднаково. Їхні плоскі поверхні щільно прилягають одна до одної. Така біметалічна смужка скручена в спіраль, один кінець якої жорстко закріплений. Під час нагрівання або охолодження спіралі два метали розширюються або стискаються по-різному, а спіраль або розкручується,

або скручується. За покажчиком, що прикріплений до вільного кінця спіралі, можна судити про величину цих змін. Прикладами біметалічних термометрів є кімнатні термометри з круглим циферблатом.

Електричні термометри. До таких термометрів належить пристрій з напівпровідниковим термоелементом – терморезистор, або термістор. Термоелемент характеризується великим негативним коефіцієнтом опору (тобто його опір швидко зменшується з підвищенням температури). Перевагами терморезистора є висока чутливість і швидкість реакції на зміну температури. Калібрування терморезистора згодом змінюється. Терморезистори застосовують на метеорологічних супутниках, кулях-зондах і в більшості кімнатних цифрових термометрів.

Барометри використовують для вимірювання тиску атмосферного повітря.

Ртутний барометр – це скляна трубка довжиною близько 90 см, заповнена ртуттю, запаяна з одного кінця і перевернута в чашку зі ртуттю. Під впливом сили тяжіння частина ртуті виливається з трубки в чашку, а під дією тиску повітря ртуть підіймається по трубці на поверхню чашки. Коли між цими двома протилежними силами встановлюється рівновага, висота ртуті в трубці над поверхнею рідини в резервуарі відповідає атмосферному тиску. Якщо тиск повітря зростає, рівень ртуті в трубці підіймається. Середня висота ртутного стовпчика у барометрі на рівні моря становить близько 760 мм.

Барометр-анероїд складається із запаяної коробки, з якої частково викачане повітря. Одна її поверхня є еластичною мембраною. Якщо атмосферний тиск зростає, мембрана прогинається всередину, якщо знижується – вигинається назовні. Прикріплений до неї покажчик фіксує ці зміни. Барометри-анероїди використовують як у приміщенні, так і на стандартних метеорологічних радіозондах.

Психрометри, гігрометри використовують для вимірювання вологості атмосферного повітря.

Психрометр складається з двох термометрів: сухого, що вимірює температуру повітря, і змоченого, резервуар якого обгорнутий тканиною (батистом), зволоженою дистильованою водою. Повітря обтікає обидва термометри. Через випаровування води з тканини змочений термометр показує нижчу температуру, ніж сухий. Чим нижча відносна вологість, тим більша різниця показників термометрів. На підставі цих показників за допомогою спеціальних таблиць і визначають відносну вологість.

Волосяний гігрометр вимірює відносну вологість на основі змін довжини людського волоса. Для видалення натуральних жирів волос спочатку вимочують в етиловому спирті, а потім промивають у дистильованій воді. Довжина підготовленого таким чином волоса має майже логарифмічну залежність від відносної вологості в діапазоні від 20 % до 100 %. Час, необхідний для реакції волоса на зміну вологості, залежить від температури повітря (чим нижча температура, тим він триваліший). У волосяному гігрометрі під час збільшення або зменшення довжини волоса спеціальний механізм пересуває покажчик на шкалі. Такі гігрометри використовують переважно для вимірювання відносної вологості у приміщеннях.

Електролітичні гігрометри. Чутливим елементом цих гігрометрів служить скляна або пластмасова пластинка, покрита вуглеводом або хлоридом літію, опір яких змінюється в залежності від відносної вологості. Такі елементи використовують у комплектах приладів для метеорологічних куль-зондів. Під час проходження зонда крізь хмару прилад зволожується, а його показники протягом тривалого часу (поки зонд не опиниться за межами хмари і не висохне чутливий елемент) викривляються.

Анеометри використовують для вимірювання швидкості руху атмосферного повітря.

Чашкові анемометри. Швидкість вітру, як правило, вимірюють за допомогою чашкового анемометра. Цей прилад складається з трьох або більше конусоподібних чашок, вертикально прикріплених до кінців металевих стержнів, які радіально-симетрично відходять від вертикальної осі. Вітер тисне з найбільшою силою на вигнуті всередину поверхні чашок і примушує вісь обертатися. У деяких типах чашкових анемометрів вільному обертанню чашок перешкоджає система пружин, за величиною деформації яких і визначають швидкість вітру. В анемометрах з чашками, що вільно обертаються, швидкість обертання приблизно пропорційна швидкості вітру і вимірюється електричним лічильником, який сигналізує, коли певний об'єм повітря обтікає анемометр. Електричний сигнал включає світловий сигнал і записувальний пристрій на метеостанції.

Анемометр із млиноюю вертушкою складається з три- або чотирилопатового гвинта, прикріпленого до осі магнето. Гвинт за допомогою флюгера, всередині якого розміщене магнето, постійно прямує проти вітру. Інформація про напрям вітру надходить телеметричними каналами на спостережну станцію. Електричний струм, що виробляється магнето, змінюється у прямій залежності від швидкості вітру.

Прилади для вимірювання опадів

Атмосферні опади складаються з частинок води як у рідкому, так і твердому стані, які надходять з атмосфери на земну поверхню.

У стандартних *незаписувальних опадомірах* приймальна лійка вставлена у вимірювальний циліндр. Співвідношення площі верхньої частини лійки і поперечного перетину мірного циліндра 10:1, тобто 25 мм опадів будуть відповідати в циліндрі позначці 250 мм.

Записувальні опадоміри – плівіографи – автоматично зважують зібрану воду або підраховують, скільки разів маленька вимірювальна посудина наповниться дощовою водою й автоматично випорожниться.

Якщо очікується випадання опадів у вигляді снігу, лійку і

вимірювальну склянку забирають, а сніг збирають в *опадомірне відро*. Коли снігопад супроводжується помірним або сильним вітром, кількість снігу, що потрапляє в посудину, не відповідає дійсній кількості опадів.

Висота сніжного покриву визначається вимірюванням товщини шару снігу в межах типової для даного району території, причому береться середнє значення щонайменше трьох вимірювань. Для встановлення водного еквівалента в товщу снігу занурюють циліндр і вирізують стовпчик снігу, який розтоплюють або зважують. Кількість опадів, що вимірюється опадоміром, залежить від його розташування. Турбулентність повітряного потоку, викликана самим приладом або перешкодами навколо нього, призводить до заниження кількості опадів, що потрапляють у вимірювальну склянку. Тому опадомір встановлюють на рівній поверхні на значній відстані від дерев та інших перешкод.

Прилади для вимірювання висоти хмар

Найпростіший спосіб визначення висоти хмари полягає у вимірюванні часу, який потрібен невеликій *повітряній кулі* для досягнення основи хмари. Висота її дорівнює добутку від множення середньої швидкості підйому повітряної кулі на час її польоту.

Інший спосіб полягає у спостереженні *плями світла*, утвореної на основі хмари направленим вертикально вгору променем прожектора. Із відстані близько 300 м від прожектора вимірюють кут між напрямом на цю пляму і променем прожектора. Висоту хмари розраховують методом тріангуляції (так само вимірюють відстані під час топографічної зйомки). Для спостереження за плямою світла на основах хмар застосовують фотоелемент. Висоту хмарності вимірюють також за допомогою радіохвиль – імпульсів, які посиляє радіолокатор, довжиною 0,86 см.

Метеорологічні кулі-зонди. Найпростіший тип метеорологічної повітряної кулі – так звані «куля-пілот» – це невелика гумова куля, наповнена воднем або гелієм. Шляхом оптичних спостережень за змінами

азимута і висоти польоту кулі можна розрахувати швидкість і напрям вітру. Для нічних спостережень до кулі прикріплюють невеликий ліхтар, що працює на батареях.

Метеорологічний радіозонд – це гумова куля, що несе радіопередавач, терморезисторний термометр, барометр-анероїд і електролітичний гігрометр. Радіозонд підіймається зі швидкістю близько 300 м/хв до висоти близько 30 км. Під час підйому дані вимірювань постійно передаються на станцію запуску. Приймальна антена на Землі простежує азимут і висоту радіозонда, за якими розраховують швидкість і напрям вітру на різній висоті. Радіозонди і кулі-пілоти запускають з сотень пунктів по всьому світу двічі на добу – опівдні й опівночі за Гринвіцьким середнім часом.

Супутники. Для денних зйомок хмарного покриву освітлення забезпечується сонячним світлом, тоді як інфрачервоне випромінювання, яке виходить з цих тіл, дозволяє вести зйомки і вдень, і вночі спеціальною інфрачервоною камерою. Використовуючи фотографії в різних діапазонах інфрачервоного випромінювання, можна навіть розрахувати температуру окремих шарів атмосфери. Деякі супутники, як наприклад, американський TIROS, виведені на кругову полярну орбіту на висоті близько 1 000 км. Оскільки Земля обертається навколо своєї осі, то з такого супутника двічі на добу можна побачити будь-яку точку земної поверхні. Ще більше значення мають так звані геостаціонарні супутники, які обертаються над екватором на висоті близько 36 тис. км. Такому супутнику для повного обороту потрібно 24 год. Оскільки цей час дорівнює тривалості доби, супутник залишається над однією і тією ж точкою екватора, і з нього постійно видно земну поверхню. Таким чином, геостаціонарний супутник може повторно фотографувати одну і ту ж територію, фіксуючи зміни погоди.

Метеорологічні радіолокатори. Сигнал, який посиляє радіолокатор, відбивається дощем, снігом або температурною інверсією, і цей відбитий сигнал надходить до приймального пристрою. Хмар здебільшого не видно

на екрані радіолокатора. До середини 1990-х років Національна метеорологічна служба США була переоснащена радіолокаторами з ефектом Доплера. В установках такого типу для вимірювання швидкості наближення відбитих частинок до радіолокатора або віддалення від нього використовується принцип так званого доплерівського зміщення. Тому ці радіолокатори можна застосовувати для вимірювання швидкості вітру. Вони особливо корисні для виявлення смерчів, оскільки вітер з одного боку смерчу швидко мчить назустріч радіолокатору, а з іншу боку – швидко від нього віддаляється.

1.6 Рух повітря в атмосфері

Вітер – це горизонтальне переміщення повітряних мас залежно від розподілу атмосферного тиску. Характеристиками вітру є його напрям та швидкість. Напрямок вітру виражається у румбах горизонту та кутових градусах. Швидкість вимірюється у м/с, км/год, вузлах та балах за шкалою Бофорта.

Щоб перевести швидкість із метрів за секунду у вузли, досить помножити число метрів за секунду на 2.

Для оцінки швидкості (або, як прийнято говорити, сили) вітру в балах, застосовують так звану шкалу Бофорта, за якою весь інтервал можливих швидкостей вітру ділиться на 12 градацій. Ця шкала пов'язує силу вітру з різними його ефектами, такими, як ступінь хвилювання на морі, хитання гілок і дерев, поширення диму з труб тощо. Кожна градація за шкалою Бофорта носить певну назву. Так, нулю шкали Бофорта відповідає штиль, тобто повна відсутність вітру.

Вітер у 4 бали, за Бофортом називається помірним і відповідає швидкості 5-7 м / сек;

У 7 балів – сильним, зі швидкістю 12–15 м/сек;

У 9 балів – штормом, зі швидкістю 18–21 м/сек;

нарешті, вітер у 12 балів, за шкалою Бофорта, – це вже ураган, зі швидкістю понад 29 м/сек.

Біля земної поверхні найчастіше зустрічаються вітри, швидкість яких становить близько 4–8 м/сек і рідко перевищує 12–15 м/сек.

Водночас швидкість штормів і ураганів помірних широт може перевищувати 30 м/сек, а під час окремих поривів досягає 60 м/сек.

У тропічних ураганах швидкість вітру сягає 65 м/сек, а під час окремих поривів – до 100 м/сек.

Маломасштабні вихори (смерчі, тромби) можуть мати швидкість і понад 100 м/сек.

У так званих струменевих течіях у верхній тропосфері і в нижній стратосфері середня швидкість вітру за тривалий час і на великій площі може сягати 70–100 м/сек.

Роза вітрів – це своєрідний графік. Він наочно показує повторюваність вітрів різних напрямів за певний час (місяць, рік). Будують її так: проводять лінії напрямів сторін горизонту. Підраховують, скільки днів протягом місяця було з північним вітром, південним та з вітрами інших напрямів. Далі відкладають відрізки різними методами:

1 На лініях відповідних напрямів від центру відкладають кількість відрізків-днів з вітрами цього напрямку. Наприклад, умовно один день приймають за відрізок у 0,5 см. Якщо північний вітер дув протягом шести днів, то на лінії з півночі відкладають 6 відрізків по 0,5 см ($6 \cdot 0,5 \text{ см} = 3 \text{ см}$), якщо північно-західний дув 4 дні, то на лінії з північного заходу відкладають 2 см. Точки, позначені на лініях, послідовно з'єднують. У центрі малюють коло, в якому записують число днів без вітру.

2 Розраховують відсотки повторюваності вітру кожного напрямку. Наприклад, упродовж 2018 року було зафіксовано 35 днів із переважанням вітру південного напрямку, тоді повторюваність південного напрямку становить: $35/365 = 0,095$ або 9,5 %. На лінії півдня відкладають 9,5 %, інші напрями відкладають відповідно до розрахунку повторюваності та пропорції відрізків. Крапки, позначені на лініях, послідовно з'єднують. У центрі малюють коло, в якому записують повторюваність штилів.

Приклад рози вітрів показано на рисунку 1.1

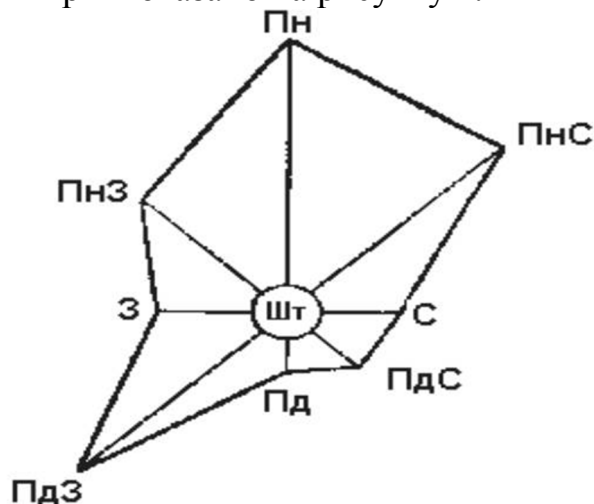


Рисунок 1.1 – Роза вітрів

1.7 Колообіг води в атмосфері. Хмари. Опади. Тумани

Водяна пара – це вода в газоподібному стані. Якщо повітря не здатне втримувати більшу кількість водяної пари, вона переходить у стан насичення, і тоді вода з відкритої поверхні перестає випаровуватися. Вміст водяної пари в насиченому повітрі перебуває в тісній залежності від температури і з її зростанням на 10 °C може збільшитися не більше, ніж удвічі.

Відносна вологість повітря біля земної поверхні часто велика вранці, коли прохолодно. Із підвищенням температури відносна вологість зазвичай зменшується, навіть якщо кількість водяної пари в повітрі мало змінюється.

Припустімо, що вранці за температури 10 °C відносна вологість була близькою до 100 %. Якщо протягом дня температура знизиться, розпочнеться конденсація води, і випаде роса. Якщо ж температура підвищиться, наприклад до 20 °C, роса випарується, а відносна вологість становитиме лише близько 50 %.

Хмари виникають під час конденсації водяної пари в атмосфері, коли утворюються крапельки води або кристали льоду. Формування хмар відбувається, коли під час підйому й охолодження водяна пара проходить через точку насичення. Під час підйому повітря потрапляє в шари все більш низького тиску. Ненасичене повітря з підйомом на кожен кілометр

охладжується приблизно на 10 °С. Якщо повітря з відносною вологістю близько 50 % підніметься більш ніж на 1 км, почнеться утворення хмари. Конденсація спочатку відбувається біля основи хмари, яка росте вгору до тих пір, поки повітря не перестане підніматися і, отже, охолоджуватися. Влітку цей процес легко побачити на прикладі пишних купчастих хмар із плоскою основою і вершиною, яка підіймається й опускається разом з переміщенням повітря.

Хмари формуються також у фронтальних зонах, коли тепле повітря ковзає вгору, насувається на холодне, і таким чином охолоджується до стану насичення. Хмарність виникає і в областях низького тиску з висхідними потоками повітря.

Туман це хмара, яка розташована біля земної поверхні. Він часто опускається на землю в тихі, ясні ночі, коли повітря вологе, а земна поверхня охолоджується, випромінюючи в простір тепло. Туман також може утворитися під час проходження теплого вологого повітря над холодною поверхнею суші або води. Якщо холодне повітря опиняється над поверхнею теплої води, прямо на очах виникає туман випаровування. Він часто утворюється вранці пізньої осені над озерами, і тоді здається, що вода кипить.

Конденсація є складним процесом, під час якого мікроскопічні частинки домішок (сажі, пилу, морської солі), які містяться в повітрі, служать ядрами конденсації, навколо яких формуються крапельки води.

Такі ж ядра необхідні для замерзання води в атмосфері, адже за їхньої відсутності в дуже чистому повітрі крапельки води не замерзають до температури близько – 40 °С. Ядро льодоутворення є маленькою частинкою, схожою за структурою на кристал льоду, навколо якої і формується шматочок льоду. Цілком природно, що крижані частинки, які знаходяться в повітрі, є кращими ядрами льодоутворення. У ролі таких ядер виступають також дрібні глинисті частинки, вони набувають особливого значення за температури нижче –10 °С – 15 °С. Таким чином, створюється дивна ситуація: крапельки води в атмосфері майже ніколи не

замерзають під час переходу температури через 0 °С. Для їхнього замерзання потрібні істотно нижчі температури, особливо якщо в повітрі міститься мало ядер льодоутворення.

Одним зі способів стимулювання випадання опадів є розпорошення в хмарах частинок йодистого срібла – штучних ядер конденсації. Вони сприяють змерзання крихтих крапельок води в крижані кристали, досить важких, щоб випадати у формі снігу.

Формування дощу або снігу – досить складний процес. Якщо крижані кристали всередині хмари дуже важкі, щоб залишатися зваженими у висхідному потоці повітря, вони випадають у вигляді снігу. Якщо нижні шари атмосфери досить теплі, сніжинки тануть і випадають на землю дощовими краплями. Навіть улітку в помірних широтах дощі зазвичай зароджуються у формі крижинок. І навіть у тропіках дощі, що випадають з купчасто-дощових хмар, починаються з крижаних частинок. Переконливим доказом того, що лід у хмарах існує навіть улітку, є град. Дощ звичайно йде з «тепліх» хмар, тобто з хмар з температурою вище точки замерзання. Тут дрібні крапельки, що несуть заряди протилежного знаку, притягуються і зливаються в більш великі краплі. Вони можуть збільшитися настільки, що стануть занадто важкими, перестануть утримуватися у хмарі висхідними потоками повітря і проллються дощем.

Міжнародна класифікація хмар. Форми хмар у тропосфері дуже різноманітні. У сучасному варіанті міжнародної класифікації хмари поділяють на 10 основних видів насамперед за їх зовнішнім виглядом:

1. Пір'їсті – Cirrus (Ci).
2. Пір'їсто-купчасті – Cirrocumulus (Cc).
3. Високо-шаруваті – Cirrostratus (Cs).
4. Високо-купчасті – Altocumulus (Ac).
5. Високо-шаруваті – Altostratus (As).
6. Шарувато-дощові – Nimbostratus (Ns).
7. Шарувато-купчасті – Stratocumulus (Sc).

8. Шаруваті – Stratus (St).

9. Купчасті – Cumulus (Cu).

10. Купчасто-дощові – Cumulonimbus (Cb).

Ці основні види мають численні різновиди з додатковими особливостями; розрізняють також їхні проміжні форми.

Існують збірники рекомендацій та атласи фотографій, які допомагають розібратися у формах хмар.

Хмари всіх зазначених видів зустрічаються на висотах між рівнем моря і тропопаузою. У цьому діапазоні висот умовно розрізняють три яруси, так що для кожного роду хмар можна вказати, в якому ярусі або ярусах ці хмари зустрічаються. Залежно від температурних умов і від висоти тропопаузи межі цих ярусів у різних широтах різні.

Верхній ярус хмар у полярних широтах простягається в середньому від 3 км до 8 км, у помірних широтах – від 5 км до 13 км і в тропічних широтах – від 6 км до 18 км. Середній ярус у полярних широтах – від 2 км до 4 км, у помірних – від 2 км до 7 км і в тропічних – від 2 км до 8 км. Нижній ярус у всіх широтах – від земної поверхні до 2 км.

Із перелічених 10 видів хмар три перших – пір'їсті, пір'їсто-купчасті і купчасто-шаруваті – зустрічаються у верхньому ярусі, високо-купчасті – в середньому, шарувато-купчасті і шаруваті – в нижньому.

Високо-шаруваті хмари зазвичай розташовуються в середньому ярусі, але часто проникають і в верхній; шарувато-дощові майже завжди розташовуються в нижньому ярусі, але часом проникають і в вище розміщені яруси.

Нижня поверхня купчастих і купчасто-дощових хмар зазвичай знаходиться в нижньому ярусі, але їхні вершини часто проникають у середній, а іноді й у верхній ярус.

Серпанок, туман, імла. Ми вже знаємо, що повітря часто виглядає замутненим унаслідок наявності в ньому забруднень різного роду і найдрібніших зародкових продуктів конденсації. Ці аерозольні домішки

розсіюють світло і призводять до погіршення видимості.

Якщо помутніння повітря невелике, воно називається серпанком. Частинки у такому разі є мікроскопічними крапельками і порошинами; але за дуже низьких температур це також дрібні кристалики. Такого роду помутніння може спостерігатися на високих рівнях, надаючи небу білуватого кольору; у таких випадках серпанок є зародковою стадією хмар.

Але часом серпанок спостерігається і біля земної поверхні, поширюючись від неї на більш-менш значну висоту вгору. У такому разі серпанок послаблює фарби ландшафту і зменшує дальність видимості.

Якщо частинки менше, ніж довжини світлових хвиль, то серпанок забарвлює віддалені предмети в синій колір. Білим предметам (диск сонця, хмари, снігові гори) вона надає жовтуватого забарвлення. Таке помутніння називається опалесціювальним. Коли частинки є більших розмірів, то серпанок набуває білого або сіруватого відтінку. Дальність видимості із серпанком у повітрі вимірюється кілометрами і навіть десятками кілометрів.

Коли продукти конденсації більші, і їхня концентрація біля земної поверхні вища – дальність видимості може зменшитися до одного кілометра. У таких випадках говорять уже не про серпанок, а про туман. Словом «туман» називають як саме скупчення продуктів конденсації (крапельок, кристаликів або тих і інших) біля земної поверхні, так і пов'язане з ним сильне помутніння повітря. У густому тумані дальність видимості може зменшитися до кількох десятків метрів, навіть до декількох метрів.

За позитивних температур туман звичайно буде складатися з крапельок. Але й за не дуже низьких негативних температур він також складається з крапельок, уже переохолоджених. Тільки за температур близько -10°C або нижче в тумані можуть поряд із крапельками з'явитися кристалики, і він стане змішаним, схожим на змішані хмари. За дуже низьких температур туман може бути цілком кристалічним; проте спостерігалися випадки крапельнорідкого туману навіть за температур нижче -30°C .

Якщо сильне помутніння викликане не продуктами конденсації, а

вмістом у повітрі великої кількості твердих колоїдних частинок, це явище носить назву «імлі». Імла особливо часто спостерігається під час ерозії ґрунту і пилових бур у пустельних і степових районах, а також в наслідок задимлення повітря під час лісових пожеж і над промисловими містами. Причому відносна вологість може бути дуже невелика; це вже вказує, що помутніння відмінне від туману. Дальність видимості в повітрі із сильною імлою може зменшуватися так само сильно, як і в туманному.

Небезпечним явищем є димний туман (смог) у великих містах або в індустріальних районах.

Опади. Із хмар випадають опади – крапельки або кристали настільки великих розмірів, що вони вже не можуть утримуватися в атмосфері в підвішеному стані, – дощ і сніг.

Із хмар висхідного ковзання (шарувато-дощових і високо-шаруватих), пов'язаних із фронтами, випадають затяжні дощі. Це тривалі опади середньої інтенсивності. Вони випадають на великих площах, порівняно рівномірно і протягом досить тривалого часу.

Із купчасто-дощових хмар, пов'язаних із конвекцією, випадають зливові опади, інтенсивні, але не тривалі. Інтенсивність їх сильно коливається.

Розрізняють ще опади моросящі. Це серединномасові опади, що випадають із хмар шаруватих і шарувато-купчастих, типових для теплих або місцевих стійких повітряних мас. Потужність цих хмар невелика.

Опади випадають у тому випадку, якщо хоча б частина елементів, що становлять хмару (краплин або кристаликів), із якихось причин збільшуються і стають настільки важкими, що опір повітря і висхідні його рухи не можуть утримувати їх у підвішеному стані.

Збільшення краплин до потрібних розмірів не може відбуватися виключно шляхом конденсації або взаємного злиття крапельок. Якщо краплини заряджені різнойменними електричними зарядами, це сприяє їхньому злиттю. Коли вони мають різні розміри, то падають із різною швидкістю і тому легше стикаються між собою. Зіткненню крапельок

сприяє також турбулентність.

Для випадання рясних опадів необхідно, щоб хмари були змішаними, тобто щоб у них пліч-о-пліч перебували переохолоджені краплини і кристали. Саме такими є високо-шаруваті, шарувато-дощові і купчасто-дощові хмари. Якщо переохолоджені краплі і кристали знаходяться поряд одні з одними, умови вологості такі, що для крапельок це є насичення, а для кристалів – пересичення. Але в цьому випадку кристали будуть швидко зростати шляхом сублімації, кількість водяної пари в повітрі зменшиться. і для крапель вона стане ненасиченою. Тому одночасно зі зростанням кристалів буде відбуватися випаровування краплин, перегонка водяної пари з краплинок на кристали.

Електрика хмар і опадів. Краплі хмар і туманів, як і тверді елементи в них, частіше бувають електрично зарядженими, ніж нейтральними. Найчастіше зустрічаються такі тумани, всі краплі яких несуть заряди одного знаку; але приблизно в 25 % випадків краплі мають протилежні заряди. Середній заряд краплин у туманах має порядок величини від десятків до тисяч елементарних зарядів.

У купчасто-дощових хмарах, що містять великі краплі, а також і значні за розмірами кристали, виникають особливо сильні електричні заряди. Краплі зливого дощу несуть заряди в середньому в 10 мільйонів разів більше елементарного заряду. Тверді елементи хмар і опадів заряджені так само, як і краплі, або ще сильніше.

Поділ зарядів у купчасто-дощових хмарах, скупчення електрики одного знаку в одній частині хмари та іншого знаку – в іншій призводить до величезних значень напруженості електричного поля атмосфери у хмарах і між хмарами та землею.

Причини електризації елементів хмар і опадів, а також поділу зарядів обох знаків у хмарах недостатньо ясні; існує багато різних теорій.

2 РАДІАЦІЙНИЙ І ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ І ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

2.1 Сонячна радіація

Радіація або випромінювання – форма матерії, відмінна від речовини. Окремим випадком її є видиме світло; але до неї належать також невидимі оком гамма-промені, рентгенові, ультрафіолетові, інфрачервоні промені, радіохвилі.

Радіація поширюється в усіх напрямках від джерела радіації у вигляді електромагнітних хвиль зі швидкістю, що наближається до 300 000 км/с.

Усі тіла, що мають температуру вище абсолютного нуля, випромінюють радіацію. У метеорології доводиться мати справу переважно з температурною радіацією, яка визначається температурою випромінювального тіла та його випромінювальною здатністю.

Наша планета отримує таку радіацію від Сонця; водночас земна поверхня й атмосфера самі випромінюють температурну радіацію, але в інших діапазонах довжин хвиль.

Довжину хвиль радіації вимірюють у мікронах, мк, мілімікронах, ммк (тисячна частка мікрона) і ангстремах, А (десятитисячна частка мікрона). Наприклад, довжину хвилі 0,593 7 мк можна ще записати: 593,7 ммк або 5 937 А.

Температурну радіацію з довжинами хвиль від 0,002 мк до 0,4 мк називають ультрафіолетовою. Вона невидима, тобто не сприймається оком. Радіація від 0,40 мк до 0,75 мк – це видиме світло, що сприймається оком. Світло з довжиною хвилі близько 0,40 мк – фіолетове, з довжиною хвилі близько 0,75 мк – червоне. На проміжні довжини хвиль припадає світло всіх кольорів спектра. Радіація з довжинами хвиль більше 0,75 мк і до кількох сотень мікронів називається інфрачервоною; вона так само, як і ультрафіолетова, невидима.

У метеорології прийнято виділяти короткохвильову і довгохвильову радіацію. Короткохвильовою називають радіацію в діапазоні довжин хвиль

від 0,1 мк до 4 мк. Вона включає, крім видимого світла, ще найближчу до нього за довжиною хвиль ультрафіолетову та інфрачервону радіацію. Сонячна радіація на 99 % є такою короткохвильовою радіацією. До довгохвильової радіації належить радіація земної поверхні та атмосфери з довжинами хвиль від 4 мк до 100–120 мк.

Тіло, що випромінює температурну радіацію, охолоджується; його теплова енергія переходить в енергію радіації, у променисту енергію. Коли ж радіація потрапляє на інше тіло і поглинається ним, промениста енергія переходить в інші види енергії, переважно в теплоту.

Відповідно до закону Стефана-Больцмана енергія випромінюваної радіації зростає пропорційно до четвертого ступеня абсолютної температури випромінювача. Розподіл енергії у спектрі радіації за довжинами хвиль залежить, за законом Планка, від температури випромінювача. Відповідно до закону Вина з підвищенням температури максимум енергії переміщується на все більш короткі хвилі.

Терміном «радіація» називають також явище зовсім іншого роду – корпускулярну радіацію – потоки електрично заряджених елементарних частинок речовини, переважно протонів та електронів,

Нижче 90 км корпускулярна радіація в атмосферу майже не проникає.

Промениста енергія Сонця є основним і практично єдиним джерелом тепла для поверхні Землі та атмосфери. Радіація, що надходить від зірок і від Місяця, мізерно мала порівняно із сонячною радіацією. Також мізерно малий і потік тепла, спрямований із глибин Землі до земної поверхні та в атмосферу.

Сонце є для Землі джерелом тепла і світла.

Промениста енергія Сонця перетворюється в тепло частково в самій атмосфері, але головним чином на земній поверхні. Вона нагріває верхні шари ґрунту й води, а від них – і повітря. Нагріта земна поверхня і нагріта атмосфера, у свою чергу, самі випромінюють невидиму інфрачервону радіацію. Віддаючи цю радіацію у світовий простір, земна поверхня й атмосфера охолоджуються.

Досвід показує, що середньорічні температури земної поверхні та атмосфери в будь-якій точці Землі мало змінюються з року в рік, були тільки коливання близько середніх значень. Земля знаходиться в тепловій рівновазі: прихід тепла врівноважується його втратою, приплив радіації до неї врівноважується віддачею радіації у світовий простір.

На інтервал довжин хвиль між 0,1 мк і 4 мк припадає 99 % усієї енергії сонячної радіації.

Видиме світло займає інтервал довжин хвиль від 0,40 мк до 0,75 мк, у цьому інтервалі міститься майже половина всієї сонячної променевої енергії (46 %). Майже стільки ж (47 %) припадає на інфрачервоні промені, а решта 7 % – на ультрафіолетові.

Радіацію, що приходить до земної поверхні безпосередньо від сонячного диска, називають прямою сонячною радіацією. Пряма радіація падає на будь-яку поверхню на Землі у вигляді пучка паралельних променів, що виходить як би з нескінченності.

Приплив прямої сонячної радіації характеризується інтенсивністю радіації (щільністю потоку радіації) – кількістю променевої енергії, що надходить за одиницю часу на одиницю площі, перпендикулярної до сонячних променів (кал/см² хв).

Очевидно, що інсоляція I' дорівнює I тільки тоді, коли Сонце в зеніті, а в усіх інших випадках I' менша I .

$$I' = I \cdot \sin(h),$$

де h – висота сонця над горизонтом.

Інтенсивність радіації для певної довжини хвилі λ (вірніше, для вузької ділянки спектру близько довжини хвилі λ) будемо далі позначати I_λ . Калорія на квадратний сантиметр (кал/см²) носить ще назву ланглей.

Інтенсивність сонячної радіації перед входженням її в атмосферу (зазвичай говорять: «на верхній межі атмосфери» або «поза атмосферою») називають сонячною сталою. Сонячна стала залежить, таким чином, тільки від випромінювальної здатності Сонця і від відстані між Землею та Сонцем.

Земля обертається навколо Сонця по злегка розтягнутому еліпсу, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце. На початку січня вона найближча до Сонця (147 млн км), на початку липня – найдальша від нього (152 млн км). Оскільки інтенсивність радіації змінюється зворотно пропорційно квадрату відстані, то сонячна стала протягом року змінюється на $\pm 3,5\%$. На середній відстані Землі від Сонця її значення – $1,98 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$.

У середньому на кожний квадратний кілометр земної поверхні припадає за рік $2,6 \cdot 10^{15}$ кал. Щоб отримати таку кількість тепла штучно, потрібно було би спалити понад 400 тис. т кам'яного вугілля. Всі існуючі на Землі запаси кам'яного вугілля рівноцінні тридцятирічному притоку сонячної радіації до Землі. За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки енергії, скільки дають електростанції всіх країн протягом року. Причому сонячна радіація, що приходить до Землі, – менш ніж одна двохмільярдна частка всього випромінювання Сонця.

Проходячи крізь атмосферу, сонячна радіація частково розсіюється атмосферними газами й аерозольними домішками в повітрі та переходить в особливу форму розсіяної радіації. Частково вона поглинається молекулами атмосферних газів і домішками в повітрі та переходить у тепло, йде на нагрівання атмосфери.

Не розсіяна і не поглинута в атмосфері пряма сонячна радіація досягає земної поверхні. Вона частково відбивається від земної поверхні, та переважно поглинається нею і нагріває її. Частина розсіяної радіації також досягає земної поверхні, частково від неї відбивається і частково нею поглинається. Інша частина розсіяної радіації йде вгору, в міжпланетний простір.

Унаслідок поглинання і розсіювання радіації в атмосфері пряма радіація, що дійшла до земної поверхні, вже змінена порівняно з тим, якою була на кордоні атмосфери. Інтенсивність радіації зменшується, а спектральний склад її змінюється, оскільки промені різних довжин хвиль поглинаються і розсіюються в атмосфері по-різному.

У момент найвищого стояння сонця і за достатньої чистоти повітря на

рівні моря інтенсивність сонячній радіації може сягати значення близько $1,5 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$. У горах на висотах близько 4–5 км, спостерігалася інтенсивність до $1,7 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$ і більше. У міру наближення сонця до горизонту і збільшення товщини повітря, яку проходять сонячні промені, інтенсивність прямої радіації все більше зменшується.

В атмосфері поглинається порівняно невелика кількість сонячної радіації, причому головним чином в інфрачервоній частині спектра. Це поглинання вибіркове: різні гази поглинають радіацію в різних ділянках спектра і в різній мірі.

Азот поглинає радіацію тільки дуже малих довжин хвиль в ультрафіолетовій частині спектру. Енергія сонячної радіації в цій ділянці спектру зовсім незначна, і тому поглинання азотом практично не впливає на інтенсивність сонячної радіації. Більшою мірою, але також дуже мало поглинає сонячну радіацію кисень – у двох вузьких ділянках видимої частини спектра і в ультрафіолетовій його частині. Сильнішим поглиначем сонячної радіації є озон. Його вміст у повітрі, навіть у стратосфері, дуже малий; проте він настільки сильно поглинає ультрафіолетову радіацію, що із сонячної сталої втрачається кілька відсотків. Унаслідок поглинання у верхніх шарах атмосфери в сонячному спектрі біля земної поверхні не спостерігаються хвилі, коротші 0,29 мк.

Сильно поглинає радіацію в інфрачервоній частині спектра вуглекислий газ; але його вміст в атмосфері мізерний, і тому поглинання ним загалом незначне. Основним же поглиначем радіації в атмосфері є водяна пара, яка зосереджується у тропосфері і переважно в нижній її частині. Із загального складу сонячної радіації водяна пара поглинає значну частку в інфрачервоній частині спектра. Добре поглинають сонячну радіацію також атмосферні аерозолі – хмари і тверді частинки, зважені в атмосфері.

Загалом в атмосфері поглинається 15–20 % радіації, що приходить від Сонця до Землі.

Пряма сонячна радіація на шляху крізь атмосферу послаблюється ще й

шляхом розсіювання, причому послаблюється доволі відчутно. Причому розсіювання радіації тим більше, чим більше містить повітря аерозольних домішок.

Розсіюванням називається часткове перетворення радіації, що має певний напрям поширення, в радіацію, що йде в усіх напрямках. Розсіювання відбувається в оптично неоднорідному середовищі, де показник заломлення змінюється від точки до точки. Таким оптично неоднорідним середовищем є атмосферне повітря, що містить найдрібніші частинки рідких і твердих домішок.

Близько 25 % енергії загального потоку сонячної радіації перетворюється в атмосфері в розсіяну радіацію. Правда, значна частка розсіяної радіації (2/3 її) все ж приходить до земної поверхні. Але це буде вже особливий вид радіації, істотно відмінний від прямої радіації.

Розсіяна радіація відмінна від прямої за спектральним складом. Справа в тому, що промені різних довжин хвиль розсіюються в різній мірі. Співвідношення енергії променів різних довжин хвиль у розсіяній радіації змінюється в бік більш короткохвильових променів. Причому чим менші розміри розсіюваних частинок, тим сильніше розсіюються короткохвильові промені в порівнянні з довгохвильовими.

Згідно із законом Релея, у чистому повітрі, де розсіювання проводиться тільки молекулами газів (розміри яких більш ніж у 10 разів менші за довжини хвиль світла), розсіювання зворотно пропорційне до четвертого ступеня довжини хвилі розсіюваних променів:

$$i_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^4} \cdot I_{\lambda},$$

де I_{λ} – інтенсивність прямої радіації з довжиною хвилі λ ;

I_{λ} – інтенсивність розсіяної радіації з тією ж довжиною хвилі;

a – коефіцієнт пропорційності.

Оскільки довжина крайніх хвиль червоного світла майже вдвічі більша за довжину крайніх хвиль фіолетового світла, перші промені розсіюються молекулами повітря в 14 разів менше, ніж другі. Інфрачервоні ж промені

будуть розсіюватися в зовсім незначній мірі. Тому в розсіяній радіації промені короткохвильової частини видимого спектра (фіолетові та сині) будуть переважати за енергією над помаранчевими і червоними, а також над інфрачервоними променями.

Максимум енергії в прямій сонячній радіації біля земної поверхні припадає на область жовто-зелених променів видимої частини спектра. У розсіяній радіації він зміщується на сині промені.

Додамо ще, що розсіяна сонячна радіація, на відміну від прямої, є частково поляризованою. Причому ступінь поляризації для радіації, що приходить від різних ділянок небосхилу, неоднакова.

Розсіювання більшими частинками, порошинами, дрібними краплинками і кристалами, відбувається не за законом Релея, а зворотно пропорційно до менших ступенів довжини хвилі, наприклад другого або першого. Тому радіація, розсіяна великими частинками, буде не настільки збагачена найбільш короткохвильовими променями, як радіація, розсіяна молекулами. Із частинками діаметром понад 1,2 мк буде вже не розсіювання, а дифузне відображення, під час якого радіація відбивається частинками, як маленькими дзеркалами (за законом – кут відбиття дорівнює куту падіння), без зміни спектрального складу.

Блакитний колір неба – це колір самого повітря, обумовлений розсіюванням у ньому сонячних променів. Повітря прозоре в тонкому шарі, як прозора в тонкому шарі вода. Але в потужній товщі атмосфери повітря має блакитний колір, подібно до того, як вода навіть у порівняно малій товщі, в кілька метрів, має зеленуватий колір

Падаючи на земну поверхню, сумарна радіація в більшій своїй частині поглинається у верхньому, тонкому шарі ґрунту або води і переходить у тепло, а частково відбивається. Відношення кількості відбитої радіації до загальної кількості радіації, що падає на дану поверхню, (у відсотках) називається *альбедо поверхні*.

Отже, із загального потоку сумарної радіації $I_{\text{сін}} + i$ відбивається від

земної поверхні частина його $(I \cdot \sin(h) + i) \cdot A$, де A – альbedo поверхні. Інша частина сумарної радіації $(I \cdot \sin(h) + i) (1 - A)$ поглинається землею поверхнею і йде на нагрівання верхніх шарів ґрунту і води. Цю частину називають поглиненою радіацією.

Альbedo поверхні ґрунту загалом знаходиться в межах 10–30 %; в разі вологого чорнозему воно знижується до 5 %, а в разі сухого світлого піску може підвищуватися до 40 %.

Зі зростанням вологості ґрунту альbedo знижується. Альbedo рослинного покриву: ліси, луки, поля – має значення в межах 10–25 %. Для свіжого снігу альbedo 80–90 %, для давно лежачого снігу – близько 50 % і нижче. Альbedo гладкої водної поверхні для прямої радіації змінюється від декількох відсотків при високому сонці до сімдесяти відсотків при низькому сонці; воно залежить також від хвилювання. Для розсіяної радіації альbedo водних поверхонь 5–10 %. У середньому альbedo поверхні світового океану 5–20 %. Альbedo верхньої поверхні хмар – від декількох відсотків до сімдесяти–вісімдесяти відсотків в залежності від типу і потужності хмарного покриву; в середньому ж воно 50–60 %.

Наведені цифри відносяться до відбиття сонячної радіації не тільки видимого, а усього спектра.

Фотометричними засобами вимірюють альbedo тільки для видимої радіації, яке звичайно може трохи відрізнитися за величиною від альbedo для всього потоку радіації.

Переважна частина радіації, відбитої землею поверхнею і верхньою поверхнею хмар, іде за межі атмосфери у світовий простір. Також іде у світовий простір частина розсіяної радіації, близько однієї третини її. Відношення відбитої та розсіяної сонячної радіації, яка повертається в космос, до загальної кількості сонячної радіації, що надходить в атмосферу, називають планетарним альbedo Землі або просто альbedo Землі.

Планетарне альbedo Землі оцінюють у 35–40 %; мабуть, воно ближче до 35 %. Основну частину планетарного альbedo Землі становить відбиття сонячної радіації хмарами.

2.2 Радіаційний баланс

Верхні шари ґрунту і води, сніговий покрив і рослинність самі випромінюють довгохвильову радіацію; цю земну радіацію частіше називають власним випромінюванням земної поверхні.

Інтенсивність власного випромінювання (віддачу променевої енергії з одиниці горизонтальній поверхні за одиницю часу) можна розрахувати, знаючи абсолютну температуру земної поверхні. Згідно із законом Стефана – Больцмана випромінювання з кожного квадратного сантиметра абсолютно чорної поверхні в калоріях за одну хвилину за абсолютної температури T дорівнює

$$E = \sigma \cdot T^4,$$

де стала $\sigma = 8,2 \cdot 10^{-11}$ кал/см².

Земна поверхня випромінює, майже як абсолютно чорне тіло, і інтенсивність її випромінювання E_s можна визначити за формулою. За температури поверхні +15 °С (або 288 К) E_s дорівнює 0,6 кал/см² хв. Настільки велика віддача радіації з земної поверхні приводила б до швидкого її охолодження, якби цьому не перешкоджав зворотний процес – поглинання сонячної й атмосферної радіації земною поверхнею.

Абсолютні температури земної поверхні мають значення між 180 К і 350 К. За таких температур радіація, що випромінюється, має довжину хвилі в межах 4–120 мк, а максимум її енергії припадає на довжини хвиль 10–15 мк. Отже, все ця радіація інфрачервона, яка не сприймається оком.

Різницю між поглинутою радіацією та ефективним випромінюванням називають *радіаційним балансом земної поверхні*. Інша її назва – залишкова радіація.

Радіаційний баланс переходить від нічних, від'ємних значень до денних, позитивних після сходу сонця при висоті його 10–15°. Від позитивних значень до негативних він переходить перед заходом сонця при тій же його висоті над горизонтом. За наявності снігового покриву радіаційний баланс переходить до позитивних значень тільки при висоті

сонця близько $20\text{--}25^\circ$, оскільки з великим альбедо снігу поглинання ним сумарної радіації незначне.

Удень радіаційний баланс зростає зі збільшенням висоти сонця і знижується зі зменшенням висоти сонця. У нічні години, коли сумарна радіація відсутня, негативний радіаційний баланс дорівнює ефективному випромінюванню і тому змінюється протягом ночі мало, якщо тільки умови хмарності залишаються однаковими.

2.3 Водний баланс на Земній кулі

На всій Земній кулі за рік випадає 511 тис. км^3 опадів, що дає середню висоту шару опадів 1 000 мм. Із них 403 тис. км^3 випадають над світовим океаном, даючи середню висоту шару води 1 120 мм, і 108 тис. км^3 – над сушею, із середньою висотою шару води 720 мм. Таким чином, 21 % усіх опадів випадає над сушею і 79 % – над океаном, хоча він займає лише 71 % всієї площі земної поверхні.

Майже половина всіх опадів випадає між 20° півн. ш. і 20° півд. ш. На обидві полярні зони припадає лише 4 % опадів.

Загальна кількість води на Земній кулі в сучасну геологічну епоху залишається постійною. Постійними залишаються і середній рівень світового океану, і вологовміст атмосфери. Звідси випливає, що така ж кількість води, яка випадає у вигляді опадів на земну поверхню, має за той же час випаруватися з земної поверхні. Однак з поверхні суші випаровується менше, ніж на неї випадає, бо більша частина опадів, що випали на сушу, стікає в річки і потім в океан. Опади, випаровування і стікання є складниками водного балансу на земній поверхні.

2.4 Загальна циркуляція атмосфери

Циклони – це великомасштабні атмосферні вихори в області низького тиску. Вітри дмуть з області високого в область низького тиску, обертаючись у Північній півкулі проти годинникової стрілки, а в Південній – за годинниковою стрілкою.

У циклонах помірних широт, так званих позатропічних, зазвичай виражений холодний фронт, а теплий, якщо й існує, не завжди добре помітний.

У помірних широтах з циклонами пов'язана велика частина опадів.

Антициклон – це область підвищеного тиску повітря. Зазвичай з ним пов'язана хороша погода з ясним або малохмарним небом. У Північній півкулі вітри дмуть з центру антициклону, відхиляючись за годинниковою стрілкою, а в Південному – проти годинникової стрілки. Розміри антициклонів зазвичай більші, ніж циклонів, і переміщуються вони повільніше.

В антициклонні повітря розтікається від центру до периферії, більш високі шари повітря опускаються, компенсуючи його відтік.

Це перешкоджає підйому і розсіюванню у верхніх шарах атмосфери димових газів, інших продуктів згоряння, вентиляційних викидів.

Концентрація забруднювальних речовин у приземному шарі атмосферного повітря збільшується.

Створюються метеорологічні умови, несприятливі для розсіювання речовин, що забруднюють атмосферне повітря.

У циклоні, навпаки, повітря, що витісняється вітрами, підіймається вгору.

Це сприяє піднесенню і розсіюванню у верхніх шарах атмосфери димових газів, інших продуктів згоряння, вентиляційних викидів.

Концентрація забруднювальних речовин у приземному шарі атмосферного повітря зменшується.

Оскільки саме висхідні рухи повітря призводять до формування хмар, хмарність та опади пов'язані здебільшого із циклонами, тоді як в антициклонах переважає ясна або малохмарна погода.

Від загальної циркуляції атмосфери відрізняють місцеві циркуляції, такі, як бризи на узбережжях морів, гірськодолинні вітри, льодовикові вітри.

Інверсія в метеорології означає аномальний характер зміни будь-якого параметра в атмосфері зі збільшенням висоти. Найчастіше це стосується *температурної інверсії*, тобто зростання температури з висотою в деякому шарі атмосфери замість звичайного зниження.

Розрізняють два типи інверсії:

- приземні інверсії температури, що починаються безпосередньо від земної поверхні;
- інверсії температури у вільній атмосфері (підняті інверсії).

За певних умов нормальний вертикальний градієнт температури змінюється таким чином, що холодніше повітря опиняється біля поверхні Землі. Це може статися, наприклад, під час руху теплої, менш щільної повітряної маси над холодним, більш щільним шаром. Цей тип інверсії виникає поблизу теплих атмосферних фронтів.

Причиною інверсії може бути також сильне охолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря в наслідок теплового випромінювання землі в нічну безхмарну погоду.

Інверсія сильно залежить від місцевих особливостей рельєфу. Зростання температури в інверсійному шарі коливається від десятих доль градусів Цельсія до 15–20 градусів Цельсія і більше.

Найпотужнішими є приземні інверсії температури у Східному Сибіру і в Антарктиді в зимовий період.

Інверсія температури перешкоджає вертикальним переміщенням повітря і сприяє утворенню серпанку, туману, смогу, хмар, міражів.

Температурну інверсію наочно демонструє приклад диму від багаття. Дим буде підніматися вертикально, а потім, коли досягне «шару інверсії», зігнеться горизонтально. Ця ситуація призводить до того, що викиди забруднювальних речовин залишаються в приземному шарі і їх концентрація зростає.

2.5 Тепловий баланс земної поверхні

Земна поверхня (поверхня ґрунту або води, рослинного, снігового, крижаного покриву) безперервно різними способами отримує і втрачає тепло. Через земну поверхню тепло передається вгору – в атмосферу і вниз – у ґрунт або у воду.

Теплообмін здійснюється різними шляхами.

По-перше, радіаційним шляхом. На земну поверхню надходить сумарна сонячна радіація. Вона поглинається земною поверхнею, повітрям, нагріває верхні шари ґрунту і води. Водночас земна поверхня сама випромінює і втрачає тепло.

На втрати тепла від випромінювання земної поверхні впливає *парниковий ефект*.

Суть парникового ефекту: Земля отримує енергію від поверхні Сонця переважно у видимій частині спектра, а сама випромінює в космічний простір переважно інфрачервоні хвилі.

Проте деякі атмосферні гази: водяна пара, CO_2 , метан, закис азоту – прозорі для видимих променів, але активно поглинають інфрачервоні, утримуючи тим самим в атмосфері частину тепла.

По-друге, до земної поверхні приходить тепло зверху, з атмосфери, шляхом теплопровідності. Тим же способом тепло йде від земної поверхні в атмосферу. Шляхом теплопровідності тепло також рухається від земної поверхні вниз, у ґрунт і воду, або приходить до земної поверхні з глибини ґрунту і води.

По-третє, земна поверхня отримує тепло під час конденсації на ній водяної пари з повітря або, навпаки, втрачає тепло під час випаровування з неї води. У першому випадку виділяється приховане тепло, у другому тепло переходить у прихований стан.

Не будемо враховувати деякі *менш важливі процеси*.

Зміни температури повітря можуть відбуватися незалежно від теплообміну, *адіабатично*, вони пов'язані зі змінами атмосферного тиску під час вертикальних переміщень повітря.

Зміни температури, що відбуваються в певній кількості повітря внаслідок зазначених вище процесів, можна назвати *індивідуальними*. Температура буде змінюватися також унаслідок *адвекції* – приходу повітря з інших місць атмосфери, де воно має іншу температуру.

Якщо в дане місце притікає повітря з більш високою температурою, кажуть про адвекцію тепла; якщо з більш низькою – про адвекцію холоду.

Загальну зміну температури в зафіксованій географічній точці, залежну і від індивідуальних змін стану повітря, і від адвекції, називають *локальною (місцевою) зміною*.

Відомі також затрати тепла на *танення снігу*, що лежить на поверхні, або *поширення тепла вглиб ґрунту разом із водою опадів*.

У будь-який проміжок часу від земної поверхні йде вгору і вниз у

сукупності така ж кількість тепла, яку вона за цей час отримує зверху і знизу. Якби було інакше, не виконувався б закон збереження енергії: слід було би припустити, що на земній поверхні енергія виникає або зникає. Однак можливо, що, наприклад, угору може йти більше тепла, ніж прийшло згори; у такому випадку надлишок віддачі тепла має покриватися приходом тепла до поверхні з глибини ґрунту або води.

Отже, алгебраїчна сума всіх надходжень і затрат тепла на земній поверхні має дорівнювати нулю. Це й виражається рівнянням теплового балансу земної поверхні.

Щоб записати це рівняння, об'єднаємо поглинену радіацію і ефективне випромінювання в радіаційний баланс:

$$R = (I \cdot \sin(h) + i) \cdot (1 - A) - E.$$

Прихід тепла з повітря або віддачу його в повітря шляхом теплопровідності назвемо P . Такий же прихід або витрата шляхом теплообміну з більш глибокими шарами ґрунту або води назвемо T . Втрату тепла під час випаровування або прихід його під час конденсації на земній поверхні позначимо LM , де L – питома теплота випаровування і M – маса води, яка сконденсувалася або випарилася.

Тоді рівняння теплового балансу земної поверхні для багаторічного періоду матиме такий вигляд:

$$R + P + T + L \cdot M = 0.$$

Радіаційний баланс на земній поверхні врівноважується нерадіаційною передачею тепла.

Від доби до доби і з року в рік середня температура земної поверхні в будь-якому місці змінюється мало. Це означає, що за добу вглиб ґрунту або води потрапляє вдень майже стільки ж тепла, скільки виходить з неї вночі. Але все ж за літню добу тепла надходить униз дещо більше, ніж приходить ізнизу. Тому шари ґрунту і води, а отже, і їхня поверхня з кожним днем нагріваються. Взимку відбувається зворотний процес. Ці сезонні зміни прибутку-витрати тепла в ґрунті і воді за рік майже врівноважуються, і

середня річна температура земної поверхні з року в рік змінюється мало.

Безпосереднє поглинання сонячної радіації у тропосфері незначне; воно може викликати підвищення температури повітря всього на величину порядку 0,5 °C за день. Дещо більше значення має втрата тепла з повітря шляхом довгохвильового випромінювання. Але вирішальне значення для теплового режиму атмосфери має теплообмін із землею поверхнею шляхом теплопровідності.

2.6 Відмінності в тепловому режимі ґрунту і водойм

Існують різкі відмінності в нагріванні і теплових особливостях поверхневих шарів ґрунту і верхніх шарів водойм. У ґрунті тепло поширюється по вертикалі шляхом молекулярної теплопровідності, а в легкорухливій воді – також шляхом турбулентного перемішування водних шарів, набагато ефективніше. Турбулентність у водоймах зумовлена, перш за все, хвилюванням і течіями. Але в нічний час доби і в холодну пору року до цього роду турбулентності додається ще й термічна конвекція: охолоджена на поверхні вода опускається вниз унаслідок зрослої щільності і заміщується теплішою водою з нижніх шарів. В океанах і морях деяку роль у перемішуванні шарів та в пов'язаній з ним передачі тепла відіграє також випаровування. Під час значного випаровування з поверхні моря верхній шар води стає солонішим і щільнішим, унаслідок чого вода опускається з поверхні на глибину. Крім того, радіація глибше проникає у воду порівняно з ґрунтом. Нарешті, теплоємність води велика в порівнянні з ґрунтом, і одна й та ж кількість тепла нагріває масу води до меншої температури, ніж таку ж масу ґрунту.

Унаслідок цього добові коливання температури у воді поширюються на глибину близько десятків метрів, а в ґрунті – менш ніж на метр. Річні коливання температури у воді поширюються на глибину сотень метрів, а в ґрунті – тільки на 10–20 м.

Отже, тепло, що приходить вдень і улітку на поверхню води, проникає до значної глибини і нагріває велику товщу води. Водночас температура

верхнього шару і самої поверхні води зростає мало. У ґрунті ж тепло, що надходить розподіляється в тонкому верхньому шарі, який таким чином сильно нагрівається.

Уночі та взимку вода втрачає тепло з поверхневого шару, але натомість до нього приходить накопичене тепло з нижчих верств. Тому температура на поверхні води знижується повільно. На поверхні ж ґрунту температура з віддачею тепла падає швидко: тепло, накопичене в тонкому верхньому шарі, швидко з нього виходить без поповнення знизу.

У наслідок цього вдень улітку температура на поверхні ґрунту вища, ніж температура на поверхні води; вночі й взимку – нижча. Це означає, що добові і річні коливання температури на поверхні ґрунту більші, причому значно більші, ніж на поверхні води.

Унаслідок зазначених відмінностей у поширенні тепла водний басейн за теплу пору року накопичує в досить потужному шарі води велику кількість тепла, яке віддає в атмосферу в холодний сезон. Навпаки, ґрунт протягом теплого сезону віддає ночами більшу частину того тепла, яке отримує вдень, і мало накопичує його до зими.

У середніх широтах за теплу половину року в ґрунті накопичується 1,5–3 ккал тепла на кожен квадратний сантиметр поверхні. У холодну пору ґрунт віддає це тепло атмосфері. Величина $\pm 1,5\text{--}3$ ккал/см² за рік складає річний теплообіг ґрунту. Під впливом снігового покриву взимку і рослинного влітку річний теплообіг ґрунту зменшується.

Річний теплообіг великих водойм приблизно в 20 разів більший у порівнянні з річним теплообігом ґрунту. Річний теплообіг Чорного моря ± 48 ккал/см², Женевського озера ± 35 ккал/см². Унаслідок зазначених відмінностей температура повітря над морем улітку нижча, а взимку вища, ніж над сушею.

3 ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ

3.1 Визначення клімату, кліматичної системи, фактори формування клімату

Локальним кліматом називають сукупність атмосферних умов за багаторічний період, притаманну даній місцевості в залежності від її географічної обстановки.

Під *географічною обстановкою* розуміють не тільки розташування місцевості, тобто широту, довготу і висоту над рівнем моря, а й характер земної поверхні, орографію, ґрунтовий покрив та інше.

Атмосферні умови, що визначають клімат кожного місця, відчувають періодичні зміни протягом року – від зими до літа і від літа до зими.

Крім періодичних змін, сукупність атмосферних умов дещо змінюється з року в рік. Це так звана міжрічна мінливість атмосферних умов. Фактичні дані показують, що до ХХ ст. чергування атмосферних умов у конкретних районах у проміжку від кількох десятків до кількох сотень років змінюється лише в досить обмеженій мірі, причому зміни часто мають характер коливань. Величина багаторічних коливань виявляється значно меншою міжрічної мінливості атмосферних умов.

Таким чином, у природних умовах у проміжку від кількох десятків до кількох сотень років мікроклімат характеризується певною стійкістю. Тому він і є однією з фізико-географічних характеристик місцевості, однією зі складових географічного ландшафту. Клімат пов'язаний з іншими складниками географічного ландшафту завдяки існуванню тісних залежностей між атмосферними процесами і станом земної поверхні, включаючи і Світовий океан. Однак мікроклімат стійкий, якщо географічний розподіл кліматів на земній кулі, який визначається станом глобальної кліматичної системи, порівняно мало змінюється.

У ХХ ст. господарська діяльність людського суспільства досягла такого масштабу, що стала впливати на глобальний клімат, і стійкість локальних кліматів вимагає спеціального дослідження.

Історія кліматів минулого показує, що в масштабах часу від кількох тисяч до кількох десятків тисяч років кліматичні зміни стають дуже великими. Так, наприклад, було під час переходів глобальної кліматичної системи від льодовикових періодів до міжльодникових і навпаки. У періоди корінних змін глобальної кліматичної системи змінюються і локальні клімати.

Головними завданнями кліматології є вивчення глобальної кліматичної системи і прогноз можливих змін глобального і локального клімату на найближчий час і дальшу перспективу.

Глобальний клімат визначається астрономічними і географічними факторами.

Астрономічні фактори – це світність Сонця, розташування і рух Землі в Сонячній системі, нахил осі обертання Землі до площини орбіти і швидкість обертання Землі навколо своєї осі, щільність матерії у світовому просторі. Всі ці фактори визначають кількість і розподіл сонячної енергії, що надходить на Землю.

До *географічних чинників* належать розміри і маса Землі, величина сили тяжіння, маса і склад атмосфери, географічний розподіл материків і океанів, рельєф поверхні суші і дна океанів, маса і склад океану, характер поверхні суші.

Стан глобальної кліматичної системи визначає характер кліматоутворювальних процесів – атмосферної циркуляції, теплообігу і вологообігу, які протікають у різній географічній обстановці.

Тому конкретні типи локальних кліматів визначаються такими географічними факторами:

- широта,
- розподіл суші і моря,
- будова поверхні суші (особливо великомасштабна орографія),
- ґрунт,
- рослинний і сніговий покрив,
- морські льоди,
- океанічні течії.

Особливі мікрокліматичні умови мають місце в нижньому, приземному шарі повітря, де ростуть сільськогосподарські культури. Тут на особливості атмосферного режиму впливають деталі будови і стану земної поверхні.

Для того, щоб орієнтуватися в різноманітті кліматичних умов на Землі, потрібно виділити певні типи клімату і вивчити їх розподіл.

Багато вчених займалися *класифікацією кліматів* як для всієї Земної кулі, так і окремих регіонів. Під час виділення типів кліматів різні автори враховували різні критерії, виділяли типи кліматів за температурним режимом, ступенем зволоження території, циркуляції атмосфери.

Класифікація кліматів Б. П. Алісова (дод.А) отримала розвиток у його докторській дисертації 1941 року *«Генетическая классификация климатов»*. Запропоновано виділяти кліматичні зони й області з умов загальної циркуляції атмосфери. Він виділяє сім основних кліматичних зон:

- екваторіальну;
- дві тропічні, (тропічний вологий і тропічний посушливий клімат);
- помірні (помірний морський, помірний континентальний, помірний внутрішньоконтинентальний, помірний мусонний, помірний гірський, помірний океанічний клімат);
- дві полярні (арктичний, антарктичний клімат).

Крім цього, Б. П. Алісов розрізняє шість перехідних зон по три у кожній півкулі, які характеризуються сезонною зміною переважних повітряних мас:

- дві субекваторіальні зони або зони тропічних мусонів, у яких у літку переважає екваторіальне повітря, а взимку – тропічне, (у них розрізняють субекваторіальний клімат і мусонний клімат тропічних плато);
- дві субтропічні зони, в яких влітку панує тропічне повітря, а взимку – помірне (середземноморський, мусонний, субтропічний внутрішньоконтинентальний, субтропічний океанічний, клімат субтропічних нагір'їв);
- зони субарктична і субантарктична, в яких улітку переважає помірне, а взимку арктичне або антарктичне повітря (субарктичний і субантарктичний клімат).

3.2 Клімат України

Клімат України змінюється від перезволожений на північному заході та півночі Полісся до посушливих південних та південно-східних степових районів. Своєрідним кліматом видрізняються Українські Карпати, Кримські гори, Південний берег Криму.

Україна характеризується сприятливим кліматом для життєдіяльності людини. Проте особливості місцезростання, розвиток атмосферних процесів створюють умови для виникнення стихійних метеорологічних явищ, які набувають іноді катастрофічного характеру і завдають значних збитків.

Особливості регіональної циркуляції атмосфери проявляються у збільшенні континентальності із заходу на схід. Різноманітність клімату також пов'язана з видами підстильної поверхні, що змінюється від рівнинної території до гірської (Українські Карпати, Кримські гори). Широтний хід метеорологічних величин порушують височини. Значна протяжність морської берегової лінії впливає на клімат прибережних районів. Середні температури повітря в межах України збільшуються від +6 °С на півночі до +13 °С на півдні. Найнижчі температури в Україні спостерігаються в січні-лютому і змінюються з півночі на південь і з південного заходу на північний схід. Середні січні температури на сході України і в горах становлять –7 °С...–8 °С. У Криму (рівнинна частина) січні температури 0 °С, а на Південному березі Криму +3 °С...+4 °С. Середні температури липня в північній частині становлять +17 °С...+19 °С, а на півдні України – +22 °С...+23 °С. Коли до України приходить спекотне повітря з південного заходу, температура підвищується до +34 °С...+36 °С. У Криму літня температура підіймається до +40 °С...+41 °С. Опади розподіляються нерівномірно, їхня річна кількість зменшується із заходу й північного заходу (550–650 мм/рік) на південь і південний схід (до 300–350 мм/рік). Максимум опадів випадає над Українськими Карпатами (понад 1 500 мм/рік) і Кримськими горами (понад 1 000 мм/рік).

У формуванні клімату України важливу роль відіграє мікроклімат, що

проявляється неоднорідністю горизонтальних і вертикальних градієнтів кліматологічних показників унаслідок складної взаємодії земної поверхні в системі природних і перетворених ландшафтів.

Розгалужена річкова мережа, великі озера та штучні водосховища беруть участь у формуванні своєрідних кліматичних умов, які виникають під час взаємодії водних об'єктів із довколишнім суходолом та атмосферою.

Велика кількість крупних міст і промислових об'єктів створює специфічний клімат як результат впливу господарської діяльності людини на клімат природного ландшафту.

У процесі формування клімату радіаційний фактор тісно взаємодіє з циркуляцією атмосфери, яка забезпечує перерозподіл на території тепла та вологи. На територію України досить часто переміщуються морські повітряні маси з північних районів Атлантики та арктичне повітря з арктичних морів.

Однак найбільшу повторюваність має континентальне повітря, яке формується над великими рівнинами Євразії з арктичного або морського повітря помірних широт.

Серед регіональних процесів на території України виділяється циклогенез над Українськими Карпатами та над акваторією Чорного моря, а також формування південно-східного виступу високого атмосферного тиску на сході країни.

Вплив Карпат зумовлює виникнення циклонів як у районі Передкарпаття, так і на південно-західних схилах Українських Карпат. Ці циклони нетривалі і неглибокі, їх число за рік у середньому становить 15. Іноді вони внаслідок швидкоплинності, збільшення кількості та інтенсивності опадів, а також посилення вітру завдають значної шкоди різним галузям економіки.

Циклонічна діяльність над Чорним морем розвивається переважно в холодний період року: низький тиск підтримується температурою поверхні морської води.

Загальні риси рельєфу України зумовлені геоструктурними особливостями. Вони визначають чергування височин та низовин, напрям і характер розчленування. Переважна більшість орографічних утворень (Волинська, Подільська, Придніпровська та Донецька височини, Придніпровська низовина й Українські Карпати) орієнтовані з північного заходу на південний схід відповідно до напрямку основних геоструктурних елементів, які визначають також розміщення русел найбільших річок.

Рівнини займають 95 % території країни, з них 70 % – низовини та 25 % – височини. Середня висота рівнин становить 175 м над рівнем моря. Північ України займає Поліська низовина. Її висота близько 150–200 м. Південніше Поліської низовини на лівобережжі Дніпра простягається Придніпровська низовина з висотами 90–170 м і загальним нахилом на захід та південний захід. На півдні України розташована Причорноморська низовина з абсолютними позначками на півночі до 120–150 м та 2–10 м на півдні з плоскою рівнинною поверхнею. У центральній частині на захід від р. Дніпра розташована Придніпровська височина з середніми висотами близько 200 м і лише в окремих місцях до 250–285 м (максимальна – 323 м). Західніше від неї – Подільська височина з пересічними висотами 180–400 м. На південному сході України розташована Приазовська височина з пересічними висотами 200–300 м на півночі і максимальною 324 м. Поряд простягається Донецька височина.

Решту території країни (5 %) займають середньовисокі гори альпійської складчастості – Українські Карпати та Кримські. Довжина хребтів Українських Карпат становить 250 км, ширина – понад 100 км. На погоду і клімат впливає вся гірська система Карпат, яка простягається на 1 500 км, незалежно від державних кордонів. Із північного сходу Українських Карпат знаходиться Передкарпатська височина з висотами 200–500 м, з південного заходу – Закарпатська низовина заввишки 100–120 м.

Рівнинний рельєф більшої частини України обумовлює збільшення показників сонячної радіації та середньої температури з півночі на південь,

не перешкоджає проникненню повітряних мас із різних сторін. Карпатські та Кримські гори перешкоджають проникненню холодних повітряних мас. У горах збільшується кількість опадів і знижується температура повітря. На клімат України значною мірою впливають повітряні маси з північної частини Атлантичного океану, у меншій мірі – з боку Північного Льодовитого океану. На мікроклімат і екологію території справляють вплив річкова мережа, ґрунтово-рослинний покрив, забудова.

Протягом року в Україні змінюється вітровий режим. Зміни відбуваються у напрямі та швидкості вітру, які залежать від центрів атмосферного тиску. На північ від смуги високого тиску, що проходить через Україну, переважають вітри західного напрямку, на південь – східного. Середня швидкість вітру в Україні становить 4 м/сек.

Тривалість вегетаційного періоду рослин збільшується від 190 днів на північному сході до 290 днів на Південному березі Криму. Кліматом визначається тривалість опалювального сезону. Енергетичні ресурси клімату використовуються на сонячних електростанціях, а енергія вітру – на вітрових електростанціях. У районах, де клімат чинить сприятливий вплив на здоров'я людей, створюють зони відпочинку і санаторно-курортні райони (Південний берег Криму, Карпати, Закарпаття). Загалом природно-кліматичні умови України сприятливі для розвитку промислових виробництв, сільського господарства, різних галузей інфраструктури, життя та відпочинку населення.

3.3 Зміни і коливання клімату. Роль антропогенних факторів у зміні клімату

В усьому світі і, зокрема, в Україні спостерігається зміна метеокліматичних умов, зумовлена як природними, так і антропогенними факторами.

Одним із найважливіших наслідків цих змін, як вважає світова науково-політична спільнота, є феномен глобального потепління, який на

думку переважної більшості вчених, спричинений антропогенним викидом парникових газів, таких як діоксид вуглецю (CO_2) і метан (CH_4). Зважаючи на важкі негативні екологічні наслідки, що можуть бути спричинені неконтрольованим підвищенням глобальної температури приповерхневого шару атмосфери Землі, країни світу на міжнародному і національному рівнях прикладають багато зусиль для стабілізації та зменшення антропогенних викидів парникових газів, а також для адаптації національних економік до нових кліматичних умов.

За даними доповіді Міжнародної групи експертів із питань зміни клімату (МГЕЗК), зростання температури за останні сто років становить $(0,74 \pm 0,18) ^\circ\text{C}$. Оцінки, отримані на основі кліматичних моделей, на які посиляється МГЕЗК, свідчать про те, що до кінця XXI століття середня приповерхнева температура атмосфери Землі може підвищитися на величину від $1,1 ^\circ\text{C}$ до $6,4 ^\circ\text{C}$.

Доповідь МГЕЗК показала, що наслідки зміни клімату матимуть переважно негативний характер, включаючи істотне підвищення екстремальних температур у різних регіонах Земної кулі, підвищення частоти рясних опадів та інтенсивність посух; збільшення кількості й потужності природних катаклізмів. Також велика вірогідність розвитку ерозії берегів і підтоплення деяких територій. Потепління клімату може призвести до порушення біоекологічного балансу.

Нині основними міжнародними угодами з протидії глобальному потеплінню є Рамкова конвенція ООН про зміну клімату (РКЗК ООН) і Кіотський протокол до неї.

Рамкова конвенція ООН про зміну клімату є міжнародною угодою, що об'єднує більшість країн світу в боротьбі зі змінами клімату. Сторонами Конвенції є 194 держави та ЄС.

Питання запобігання подальшим кліматичним змінам і боротьби з їхніми негативними наслідками виносять на порядок денний сесій Генеральної Асамблеї ООН, зустрічей Великої вісімки, різних економічних

і політичних об'єднань країн.

Було прийнято Міжурядову угоду про недопущення підвищення середньої температури понад +2 °C та концентрації CO₂ понад 550 проміле. У довгостроковій перспективі це, ймовірно, вимагатиме глобального скорочення викидів парникових газів на 70 % порівняно з 1990 роком.

Кількісні зобов'язання з обмеження та скорочення викидів парникових газів визначені Кіотським протоколом, що був прийнятий на третій сесії Конференції сторін Рамкової конвенції ООН про зміну клімату. Сторонами Кіотського протоколу є 190 держав і ЄС.

Україна є Стороною Рамкової конвенції ООН про зміну клімату та Кіотського протоколу, який передбачає зменшення викидів парникових газів, ефективне використання енергії та реалізацію заходів, спрямованих на скорочення антропогенних викидів парникових газів.

Готується до прийняття новий документ екологічної політики ЄС – Загальна Програма дій ЄС з охорони навколишнього середовища до 2020 року «Жити добре, в межах можливостей нашої планети», яка враховує домовленість Євросоюзу домогтися скорочення викидів парникових газів у ЄС не менш ніж на 20 % до 2020 року (30 % за умови, що інші розвинені країни візьмуть на себе зобов'язання щодо відповідного скорочення викидів, а країни, що розвиваються, забезпечать належний внесок залежно від своїх зобов'язань та відповідних можливостей), забезпечення, щоб 20 % споживаної енергії надходило з відновлюваних джерел енергії до 2020 року, та скорочення на 20 % споживання первинної енергії порівняно з прогнозованим рівнем за рахунок підвищення енергоефективності.

Україна, як і кожна держава, вразлива до зміни клімату. Щороку наша економіка зазнає збитків від природних катаклізмів. Отже, Україні слід координувати свої дії з європейськими країнами та міжнародною спільнотою і здійснювати заходи з пом'якшення змін клімату та адаптації до таких змін.

Для України найважливішими зобов'язаннями є:

- формування та імплементація національної політики у сфері

регулювання негативного антропогенного впливу на зміну клімату й адаптація до його змін;

- удосконалення системи інвентаризації антропогенних викидів парникових газів з джерел та абсорбції поглиначами парникових газів;
- розробка програм адаптації до несприятливих наслідків змін клімату;
- розвиток науково-дослідної діяльності з питань змін клімату;
- інформування громадськості про реалізацію національної політики в сфері змін клімату;
- розширення міжнародної співпраці з питань змін клімату, а також з питань гармонізації стандартів і нормативно-правових актів України з європейськими.

Україна, як Сторона РКЗК ООН виконує взяті на себе зобов'язання зі скорочення викидів парникових газів. Україна у прийнятій в м. Доха поправці до Кіотського протоколу бере на себе зобов'язання до 2020 року скоротити викиди парникових газів до рівня, що не перевищує 80 % від рівня 1990 року.

Потепління кліматичної системи – незаперечний факт, що видно зі спостережень за підвищенням глобальної середньої температури повітря та океанів, досить поширеним таненням снігу і льоду, підвищенням глобального середнього рівня моря.

Одинадцять із дванадцяти останніх років (1995–2006 роки) потрапили до 12 найтепліших років (з 1850 року) за результатами вимірювань глобальної приземної температури. Тому оновлений столітній лінійний тренд (1906–2005 роки), $0,74^{\circ}\text{C}$, більший за відповідний тренд за 1901–2000 роки ($0,6^{\circ}\text{C}$). Лінійний тренд потепління за останні 50 років ($0,13^{\circ}\text{C}$ за десятиліття) майже вдвічі вищий за тренд за останні 100 років.

Новий аналіз аеростатних і супутникових вимірювань температури в нижніх і середніх шарах тропосфери показує швидкість потепління, схожу на ту, яка зареєстрована на поверхні Землі.

Середній вміст водяної пари в атмосфері підвищується мінімум з

1980-х років над сушею та океаном, а також у верхніх шарах тропосфери. Це підвищення відповідає тій додатковій кількості водяної пари, що може втримати більш тепле повітря.

Спостереження, проведені з 1961 року, показують, що середня температура світового океану підвищилася до глибини мінімум 3 000 м, і що океан поглинає більше 80 % тепла, що додатково вводиться в кліматичну систему. Таке потепління викликає розширення морської води, сприяючи підвищенню рівня моря.

Гірські льодовики і сніговий покрив зменшилися в середньому в обох півкулях. Досить поширене зменшення льодовиків і крижаних шапок сприяло підвищенню рівня моря. Втрати через танення перевищили накопичення внаслідок снігопадів.

Глобальний середній рівень моря за 1961–2003 роки підвищувався із середньою швидкістю 1,8 мм за рік. Ця швидкість менша, ніж у 1993–2003 роки (близько 3,1 мм за рік).

Середні арктичні температури за останні 100 років підвищилися майже вдвічі порівняно із середньою глобальною температурою. Арктичні температури вирізняються високою десятирічною мінливістю, а з 1925 року до 1945 року спостерігався і теплий період.

Супутникові дані з 1978 року показують, що середньорічна площа арктичного морського льоду зменшувалася в середньому на 2,7 % за десятиріччя.

Температури у верхній частині шару вічної мерзлоти в Арктиці з 1980-х років загалом підвищилися до 3 °C.

Довгострокові тренди з 1900 року до 2005 року спостерігалися в кількості опадів у багатьох великих регіонах. Значне зростання кількості опадів відзначалося у східних частинах Північної та Південної Америки, північній частині Європи, північній і центральній частинах Азії. Посушливість спостерігалася в Сахелі, Середземномор'ї, південній частині Африки і частинах південної Азії.

Зміни в кількості опадів і випаровуванні над океанами видно з опріснення середньо- і високоширотних вод, а також із підвищення солоності у водах низьких широт.

Середньо широтні західні вітри посилилися в обох півкулях з 1960-х років.

Від 1970-х років у більших районах спостерігаються сильніші й триваліші посухи, особливо в тропіках і субтропіках. Зміни в характері посухи сприяли підвищеному висиханню, пов'язаному з підвищенням температури і зменшенням опадів. Засуха також пов'язана зі змінами в приземних температурах, вітрових режимах, зменшенням снігопадів і снігового покриву.

Над більшістю ділянок суші зросла частота випадання сильних опадів.

За останні 50 років спостерігалися широкомасштабні зміни в екстремальних температурах. Холодні дні, холодні ночі й мороз стали менш частими, тоді як спекотні дні та ночі почастишали.

Є дані спостережень про зростання інтенсивності тропічних циклонів у Північній Атлантиці десь із 1970 року, що корелює з підвищенням температур над поверхнею тропічних морів. Багатодекадні мінливість і якість даних про тропічні циклони, отриманих до початку супутникових спостережень 1970 року, ускладнюють виявлення довгострокових трендів у тропічних циклонів. Явного тренду в щорічних кількостях тропічних циклонів немає.

Деякі характеристики клімату, згідно зі спостереженнями, не змінюються.

Спостереження показують, що діапазони добових температур (ДДТ) за період 1979–2004 рр. не змінився, оскільки і денна, і нічна температури підвищилися приблизно однаково.

Площа антарктичного морського льоду продовжує демонструвати мінливість і локальні зміни, проте статистично значущих середніх трендів, які узгоджуються з відсутністю потепління, відбитим в атмосферних температурах, усереднених по регіону, немає.

Немає достатніх свідчень, які дозволили б визначити, чи існують тренди у дрібномасштабних явищах, зокрема в торнадо, граді, блискавках і пилових бурях.

У палеокліматичних дослідженнях використовуються зміни кліматично чутливих показників для отримання висновків про минулі зміни в глобальному кліматі в тимчасових масштабах від десятиліть до мільйонів років. На такі непрямі показники (наприклад, ширина річних кілець дерев) може впливати як локальна температура, так і інші фактори, зокрема опади, і вони часто відображають конкретні пори року, ніж повні роки. Невизначеність зазвичай зростає в міру часового заглиблення в минуле.

Палеокліматична інформація підтверджує висновок про те, що потепління останнього півстоліття незвичайне мінімум для минулих 1 300 років. Останній раз, коли в полярних районах було значно тепліше, ніж зараз, протягом тривалого періоду (близько 125 тис. років тому), зменшення обсягу полярного льоду призвело до підвищення рівня моря на 4–6 м.

Середні температури в північній півкулі в другій половині XX століття були, мабуть, вищі, ніж у будь-який інший 50-річний період за останні 500 років і, ймовірно, найвищими принаймні за минулі 1 300 років.

У деяких останніх дослідженнях відзначають велику мінливість температур у північній півкулі, зокрема, холодніші періоди були в XII–XIV, XVII і XIX століттях. Більш теплі періоди до XX століття потрапляють в область невизначеності.

Глобальний середній рівень моря в останньому міжльодовиковому періоді (близько 125 тис. років тому) був, імовірно, на 4–6 м вищий, ніж у XX столітті, головним чином через зменшення полярного льоду. Дані кернів льоду показують, що середні полярні температури в той час були на 3 °C–5 °C вищі, ніж зараз, унаслідок відмінностей в орбіті Землі. Гренландський льодовий щит та інші арктичні крижані поля, ймовірно, були причиною не більш ніж чотириметрового підвищення рівня моря. Свою роль, можливо, відіграла й Антарктика.

3.4 Екологічна характеристика кліматичних ресурсів

Агрокліматичні ресурси оцінюють переважно за сумою активних температур і зволоженістю території. Середньодобові температури, що перевищують 10 °С, називають активними. Їхню величину за рік підсумовують.

Найбільша сума активних температур спостерігається на Південному березі Криму (3 600 °С). На рівнинах вона зменшується до 2 400 °С на півночі, і до 1 600 °С – у верхів'ях Карпат. Отже, рівнинні території України є достатньо теплими для вирощування більшості культур помірного поясу. Середньо- і пізньостиглі сорти соняшнику, кукурудзи, винограду можуть достигати лише у південних районах країни і на Закарпатті.

Щодо зволоження території, то воно надмірне у Карпатах та Західному Поліссі, де плоскорівнинний рельєф зумовлює потребу в осушенні земель. Територія решти Полісся та більшості Лісостепу достатньо зволожена і сприятлива для вирощування льону, картоплі, цукрових буряків. Східна частина Лісостепу та Степу мають недостатнє зволоження і потребують зрошення.

Найбільша величина *сонячної радіації* та кількість сонячних днів в Україні характерна для Кримського півострова. Тому тут ресурси сонячної енергії можуть використовуватися для виробництва електроенергії.

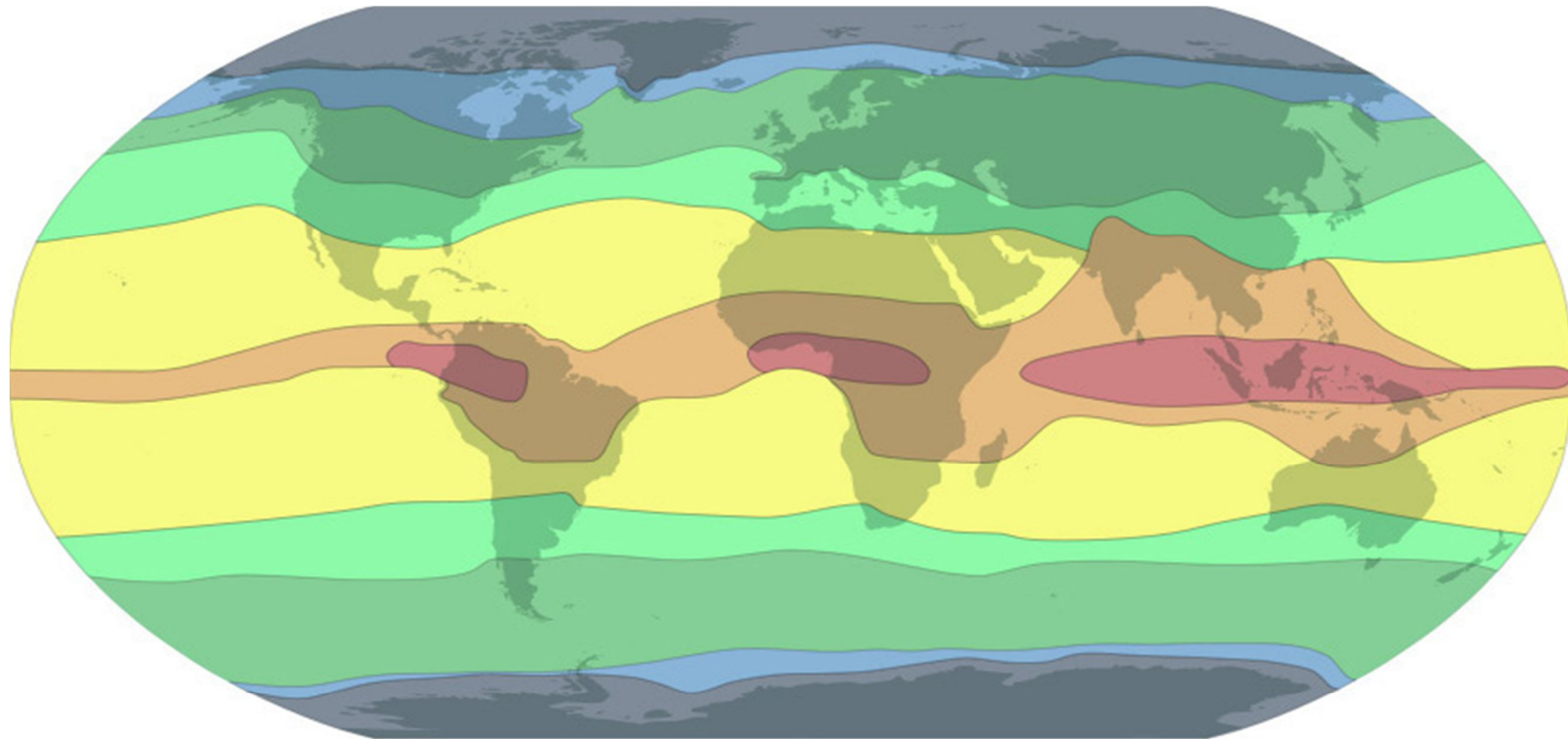
У Криму та Карпатах спостерігається найбільше *вітрів*, що часто характеризуються великою швидкістю (40 м/с). Використання енергії вітру в гірських та деяких рівнинних районах (будівництво вітряних двигунів, електростанцій) приносить значну користь для господарства.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Хромов С. П. Метеорология и климатология : учебник / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. – М. : Наука, Изд-во Моск ун-та. 2006. – 582 с.
2. Кліматологія : підручник / [Є. П. Шкільний, О. О. Врублевська, Л. Д. Гончарова, Г. П. Катеруша] ; за заг. ред. Є. П. Шкільного. – Одеса : Екологія, 2013. – 346 с.
3. Климатология : учебник / О. А. Дроздов [и др.]. – Л. : Гидрометеиздат, 1989. – 346 с.
4. Метеорологія і кліматологія : підручник / за ред. С. М. Степаненка. – Одеса : ТЕС, 2010. – 534 с.
5. Данилов А. Д. Атмосферный озон – сенсации и реальность / А. Д. Данилов, И. Л. Король. – Ленинград : Гидрометеиздат. – 1991. – 119 с.
6. Заиков Г. Е. Кислотные дожди и окружающая среда / Г. Е. Заиков, С. А. Маслов, В. Л. Рубайло. – М. : Химия. – 1991. – 140 с.
7. Офіційний сайт Міністерства екології та природних ресурсів України [Електронний ресурс]. – Режим доступу : <https://menr.gov.ua/>, вільний. – (дата звернення: 19.04.2018). – Назва з екрана.

Додаток А

Класифікація кліматів Б. П. Алісова



| | | |
|------------------------------------|-------------------|----------------|
| Арктический и антарктический | Субтропические | Экваториальный |
| Субарктический и субантарктический | Тропические | |
| Умеренные | Субэкваториальный | |

Навчальне видання

КОВАЛЕНКО Юрій Леонідович

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

*(для студентів I курсу денної та заочної форм навчання
за спеціальностями 101 – Екологія та 183 – Технології захисту
навколишнього середовища)*

Відповідальний за випуск *Т. В. Дмитренко*

Редактор Ю. Ц. Ільницька

Комп'ютерне верстання *К. А. Алексанян*

План 2017, поз. 70 Л

Підп. до друку 10.05.2018. Формат 60 × 84/16

Друк на різнографі. Ум. друк. арк. 2,8

Тираж 50 пр. Зам. №

Видавець і виготовлювач:

Харківський національний університет
міського господарства імені О. М. Бекетова,
вул. Маршала Бажанова, 17, Харків, 61002.

Електронна адреса: rectorat@kname.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи:

ДК № 5328 від 11.04.2017.